

УДК 556.166

УКПІ XXXXXX

№ держреєстрації 0113U005797

Інв. №

Міністерство освіти і науки України
Одеський державний екологічний університет
(ОДЕКУ)

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



ЗАТВЕРДЖУЮ

Проректор з НР ОДЕКУ

д-р геогр. наук, проф.

Ю. С. Тучковенко

12.2017

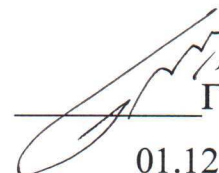
ЗВІТ
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

РОЗРАХУНКОВІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ
РІЧОК УКРАЇНИ
(остаточний)

Науковий керівник НДР

д-р геогр. наук, проф.,

академік АН ВШ

 Гопченко Є.Д.
01.12.2017

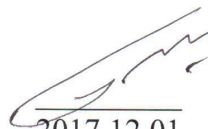
2017

Рукопис закінчено 1 грудня 2017 р.

Результати цієї роботи розглянуто Науково-технічною радою ОДЕКУ
протокол від 21 грудня 2017 р. № 5

СПИСОК АВТОРІВ

Доктор географічних наук,
професор, академік АН ВШ України


2017.12.01

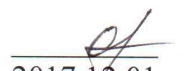
Є. Гопченко
(вступ, розд. 2.1,
висновки)

Доктор географічних наук,
професор


2017.12.01

Ж. Шакірзанова
(розд. 1.1, 2.2, 3.3.1, 5.1,
5.3)

Кандидат географічних наук,
доцент


2017.12.01

В. Овчарук
(розд.3.1, 3.2.1.4, 4.1.1.
4.1.3)

Кандидат географічних наук,
доцент


2017.12.01

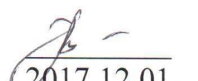
Н. Кічук
(розд.3.2.1.1, 4.1.5)

Кандидат географічних наук,
доцент


2017.12.01

М. Бурлуцька
(розд.3.2.3.1, 4.2.1)

Кандидат географічних наук,
старший викладач


2017.12.01

М. Погорелова
(розд.3.2.1.3, 4.1.4)

Кандидат географічних наук,
доцент


2017.12.01

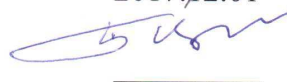
М. Романчук
(розд.1.2-1.7)

Кандидат географічних наук,
старший викладач


2017.12.01

О. Шаменкова
(розд.3.2.2, 4.3)

Кандидат географічних наук,
доцент


2017.12.01

Є. Бояринцев
(розд.4.1.6)

Молодший науковий співробітник


2017.12.01

О. Тодорова
(розд.1.10, 3.2.1.2, 4.1.2)

Методист навчального відділу


2017.12.01

І. Катинська
(розд.1.9, 3.2.3.2, 4.2.2)

Завідувач сектором профорієнтацій-
ної роботи


2017.12.01

А. Докус
(розд.3.3.2, 5.2, 5.4, 5.6)

Завідувач навчальної лабораторії гід-
рологічних прогнозів


2017.12.01

І. Будкіна
(розд. 5.5)

СПИСОК ВИКОНАВЦІВ

Є. Гарькавенко

О. Кирилюк

Л. Кущенко

К. Мирза

О. Тимко

А. Траскова

Гарь
Кирилюк
Кущенко
Мирза
Тимко
Траскова

Нормоконтролер



С.В. Малацковська

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 448 с., 128 рис., 33 табл., 8 дод., 130 джерел.

МАКСИМАЛЬНИЙ, РІЧНИЙ, МІНІМАЛЬНИЙ СТІК, ВЕСНЯНЕ ВОДОПІЛЛЯ, ДОЩОВІ ПАВОДКИ, ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ РІЧОК.

Об'єкт дослідження – гідрологічний режим річок України.

Мета роботи – Удосконалення науково - методичних підходів до визначення розрахункових характеристик паводків і водопіль на території України.

Методи дослідження – сучасні методи комплексного географічного підходу до аналізу умов формування річкового стоку; теоретичний аналіз гідрологічних процесів і явищ; статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля, їх просторове узагальнення на території України з метою подальшого нормування та прогнозування.

Одержані результати та їх новизна – розроблена модель по розрахунках гідрологічного режиму річок, удосконалена методика територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного стоку для рівнинних річок України. Порівняно з відомими вітчизняними і зарубіжними аналогами, запропонована методика має теоретичні переваги, оскільки вона є загальною як для паводків, так і весняних водопіль.

Отримані результати досліджень увійшли до робочих програм провідних навчальних курсів студентам-гідрологам (у лекціях, практичних заняттях, курсовому і дипломному проектуванні, магістерських і аспірантських програмах), а також до упровадження у Гідрометцентрі Чорного та Азовського морів (за відповідними актами).

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

ЗМІСТ

Вступ.....	11
1 Дослідження умов формування стоку річок України в різні фази гідрологічного режиму та в різних фізико-географічних умовах.....	13
1.1 Загальний підхід до аналізу умов формування річкового стоку.....	13
1.2 Фізико-географічне положення території України.....	15
1.3 Геологічні особливості умов формування рельєфу.....	16
1.4 Характеристика ґрунтового покриву	17
1.5 Рослинність, заболоченість та озерність.....	20
1.6 Гідрометеорологічна вивченість рівнинної території України.....	23
1.7 Кліматичні умови рівнинної території України з урахуванням сучасних тенденцій їх змін.....	25
1.8 Вплив кліматичних змін на водний режим весняного стоку рівнинних річок України.....	40
1.9 Загальна характеристика природних умов Закарпаття.....	46
1.10 Особливості умов формування паводків на гірських річках Криму.	50
2 Аналітичний огляд сучасного стану в галузі розрахунку і прогнозу характеристик гідрологічного режиму річок України.....	58
2.1 Загальний огляд структури і параметрів розрахункових формул максимального стоку весняного водопілля на річках України.....	58
2.1.1 Формули максимального стоку, засновані на геометричній моделі схилових і руслових гідрографів водопіль	58
2.1.2 Диференціальне рівняння руслового стоку в редакції А.М.Бефані (1958).....	64
2.1.3 Розрахункова база для визначення характеристик максимального стоку водопіль, заснована на розгорнутій моделі руслових ізохрон	67

2.1.4 Розрахункова база для визначення характеристик максимального стоку річок, яка використовуються за рубежем.....	71
2.1.5 Методика, що пропонується для нормування розрахункових характеристик максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Дніпро за відсутності матеріалів безпосередніх спостережень..	71
2.2 Сучасний стан в галузі прогнозування характеристик гідрологічного режиму річок.....	75
2.2.1 Основні етапи розвитку математичного моделювання у гідрологічних прогнозах.....	76
2.2.2 Огляд сучасних математичних моделей просторових довгострокових гідрологічних прогнозів максимального тало-дощового стоку.....	79
2.2.3 Просторовий метод довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок при використанні математичного апарату дискримінантного аналізу.....	82
3 Статистична обробка вихідної інформації по стоку річок в різні фази водного режиму.....	88
3.1 Науково-методичні вимоги до створення інформаційних баз даних і їх статистичної обробки.....	88
3.1.1 Структура інформаційних баз даних по характеристиках максимального, мінімального і річного стоку.....	88
3.1.2 Науково-методичні підходи до оцінки однорідності часових рядів стоку.....	89
3.1.3 Науково-методичні підходи до аналізу трендів у стокових рядах спостережень.....	92
3.1.4 Обґрунтування науково-методичної бази для аналізу циклічності у часових рядах стокових характеристик.....	94
3.1.5 Методика визначення статистичних параметрів стокових рядів	96
3.1.6 Оцінка точності визначення норм стоку часових рядів.....	103

3.2 Створення баз вихідних даних по максимальному, мінімальному та річному стоку річок України.....	105
3.2.1 Статистична обробка вихідної інформації по максимальному стоку річок України.....	105
3.2.1.1 Статистичний аналіз часових рядів шарів паводкового стоку і максимальних витрат води річок Півдня України.....	105
3.2.1.2 Статистична обробка вихідної інформації по максимальному стоку теплого періоду річок Гірського Криму.....	114
3.2.1.3 Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	119
3.2.1.4 Статистична обробка часових рядів максимальних снігозапасів в басейні р. Дністер.....	127
3.2.2 Статистична обробка вихідної інформації по мінімальному стоку річок України.....	131
3.2.3 Статистична обробка вихідної інформації по річному стоку...	134
3.2.3.1 Статистична обробка вихідної інформації по річному стоку в басейні р. Південний Буг.....	134
3.2.3.2 Статистична обробка вихідної інформації по річному стоку річок у Закарпатті.....	142
3.3 Вихідні дані до прогнозу характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг.....	150
3.3.1 Збір вихідної інформації по стоку річок в різні фази водного режиму.....	150
3.3.2 Статистична обробка багаторічних рядів характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг.....	153
4 Обґрунтування та реалізація сучасних моделей для розрахунку стоку річок України.....	159
4.1 Регіональні моделі для визначення характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль річок України.....	159

4.1.1 Регіональні моделі для визначення максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Дністер.....	159
4.1.2 Регіональна модель для визначення характеристик максимального стоку дощових паводків на річках Криму.....	165
4.1.3 Огляд регіональних методик визначення максимального стоку паводків на річках Українських Карпат.....	171
4.1.4 Визначення розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	184
4.1.5 Розрахункові характеристики максимального стоку дощових паводків на території Причорномор'я.....	209
4.1.6 Розрахункові характеристики максимального стоку річок на території Придеснянської водно балансової станції.....	229
4.2 Регіональні методики для визначення характеристик річного стоку річок.....	250
4.2.1 Просторове узагальнення норм річного стоку в басейні р.Південний Буг.....	250
4.2.2 Обґрунтування методики та її реалізація для визначення розрахункових характеристик річного стоку в басейнах річок Закарпаття.....	255
4.3 Розрахункові характеристики мінімальний стоку річок.....	266
5 Обґрунтування і узагальнення розрахункових параметрів та реалізація сучасних моделей для прогнозу стоку річок України (на прикладі р.Південний Буг).....	274
5.1 Узагальнення гідрологічних чинників формування весняного водопілля в басейні Південного Бугу.....	274
5.2 Побудова прогностичних рівнянь для встановлення стокових характеристик весняного водопілля річок при використанні дискримінантного аналізу в басейні р. Південний Буг.....	285

5.2.1 Побудова прогнозних залежностей шарів весняного стоку.....	285
5.2.2 Реалізація методики територіального прогнозування шарів весняного стоку для невивчених річок басейну Південного Бугу.....	290
5.2.3 Обґрунтування прогнозних залежностей максимальних витрат води весняного водопілля.....	291
5.2.4 Реалізація методики територіального прогнозування максимальних витрат води весняного стоку для невивчених річок басейну Південного Бугу.....	295
5.3 Реалізація методики встановлення прогнозної забезпеченості у багаторічному періоді гідрологічних характеристик стоку в басейні Південного Бугу.....	300
5.4 Оцінка ефективності та якості моделі довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Південного Бугу.....	301
5.5 Картографічна форма представлення прогнозних стокових величин та їх забезпеченості у поточному році, оцінка точності оперативного прогнозу стоку весняного водопілля в басейні Південного Бугу.....	304
5.6 Оцінка можливих гідрологічних ризиків згідно вимог Водної паводкової директиви ЄС (2007/60/ЄС).....	307
Висновки.....	311
Перелік джерел посилання.....	313
Додаток А. Легенда до картосхем ландшафтних комплексів на території України.....	325
Додаток Б. Результати статистичної обробки вихідної інформації по стоку річок в різні фази водного режиму.....	332
Додаток В. Вихідні дані по максимальному стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг та їх статистичний аналіз.....	405
Додаток Г. Розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	419

Додаток. Д. Гідрологічні характеристики стоку на території Півдня України.....	435
Додаток Ж. Криві забезпеченості дощових паводків на річках Придеснянської воднобалансової станції.....	443
Додаток К. Перевірочні розрахунки характеристик річного стоку в басейні р. Південний Буг.....	445
Додаток Л. Оцінка якості методики довгострокового прогнозу стоку весняного водопілля в басейні Південного Буг.....	447

ВСТУП

Розрахунковий період наукових досліджень за темою охоплює 2013 - 2017 рр., а його виконавці – викладачі, допоміжний персонал, аспіранти, магістри і студенти-гідрологи ОДЕКУ.

Актуальність дослідження полягає в необхідності удосконалення розрахункових характеристик максимального, річного і мінімального стоку річок, оскільки діючий до цього часу СНіП 2.01.14-83, ґрунтується на вихідних матеріалах більш ніж сорокалітньої давнини. Зрозуміло, що потребують удосконалення і науково-методичні підходи. Частково слід здійснити й уточнити розрахункові параметри розрахункової і прогнозної схем.

У звіті розглянуті характеристики умов формування стоку річок України у різних фазах їх гідрологічного режиму.

Окремий розділ присвячений аналітичному огляду сучасного стану в галузі розрахунку і прогнозу складових гідрологічного режиму річок України та зарубіжних країн, у тому числі заснованих на геометричних моделях силових і руслових гідрографів стоку, а також руслових ізохрон.

Статистична обробка вихідної інформації часових рядів стокових характеристик (максимального, мінімального та річного стоку) розглядаються, а потім і використовуються у широкому аспекті. Зокрема, подальшій статистичній оцінці часових рядів присвячено третій розділ (стосовно даних, які використані у розрахункових і прогнозних схемах).

Особливості сучасного стану в галузі довгострокового прогнозування розглядаються на прикладі тало-дощового стоку річок України.

У четвертому й п'ятому розділах розглядаються переважно сучасні розрахункові і прогнозні методики, з точки зору їх використання на прикладі розрахункових і прогнозних об'єктів. Прогнозні варіанти досить повно розглянуті у п'ятому розділі.

Отримані результати сприяли в значному внеску в розвиток прикладної гідрології, здійсненому Д.І.Кочеріним, Д.Л.Соколовським, Г.А.Алексєєвим,

М.А.Велікановим, А.В.Огієвським, А.М.Бефані, Й.А.Железняком, С.М.Крицьким і М.Ф.Менкелем, О.Г.Іваненко й інш.

Отримані результати, крім того використовуються у навчальному процесі ОДЕКУ при виконанні магістерських робіт, курсових і дипломних проектів, науково-дослідній роботі кафедри гідрології суші (участь у наукових конференціях і семінарах).

Результати досліджень сприяли підготовці першого в Україні підручника державною мовою «Гідрологічні розрахунки (автори: д-р геогр. наук, проф. Гопченко Є.Д., д-р геогр. наук, проф. Лобода Н.С., канд. геогр. наук, доц. Овчарук В.А. Одеса : ТЕС. 2014. 483 с.).

Науково-дослідна робота кафедри гідрології суші ОДЕКУ в період 2013-2017 рр. відповідає повною мірою навчальній і науковій спрямованості спеціальності «Науки про Землю».

Список основних авторів – виконавців нараховує 14 осіб, у тому числі: д-р геогр. наук, проф. Гопченка Є.Д. (науковий керівник теми), д-р геогр. наук., проф. Шакірзанової Ж.Р., 9 – канд. геогр. наук.

У виконанні науково-дослідній роботі брали участь магістри кафедри гідрології суші: Дацюк Ю.О., Неткачов М.І., Пількевич І.М., Сьомченко І.М., Альчинська Т.В., Ємельянова К.Б., Іващенко С.В., Костенко О.І.

Усі складові навчального процесу відбуваються за змістом одеської гідрологічної наукової школи, заснованої свого часу професором Бефані Анатолієм Миколайовичем.

1 ДОСЛІДЖЕННЯ УМОВ ФОРМУВАННЯ СТОКУ РІЧОК УКРАЇНИ В РІЗНІ ФАЗИ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ ТА В РІЗНИХ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ УМОВАХ

1.1 Загальний підхід до аналізу умов формування річкового стоку

Головні риси формування гідрологічного режиму річок визначаються складним комплексом природних умов – різноманіттям фізико-географічних чинників, таких як клімат, геолого-літологічна будова, розмір і конфігурація басейнів, їх рельєф, ґрунтовий та рослинний покрив, озерність і заболоченість території, господарська діяльність людини та ін. Кожний з цих елементів природного середовища розвивається за своїми законами, але у тісному взаємозв'язку з іншими компонентами, що сприяє формуванню типових рис фізико-географічних зон і районів. В цьому є сутність закону нерозривності і географічної зональності, який був сформульований стосовно гідрологічної науки В.В.Докучаєвим наприкінці ХІХ сторіччя.

Ще на початку розвитку гідрології як науки А.І.Воейков (1884), Є.В.Оппоков (1913) домінуючу роль у формуванні стоку річок віддавали саме кліматичним факторам. Такої ж думки дотримувалися Е.М.Ольдекоп (1911) та Д.І.Кочерін (1932). В низці подальших робіт [1], [2] було обґрунтовано географічну природу річкового стоку і необхідність комплексного фізико-географічного підходу до вивчення особливостей його формування та розвитку.

В гідрологічній історії при використанні ідеї географо-гідрологічного методу відомі різні класифікації річок – Н.Д. Антонова (1941), Л.Т. Федорова (1949), В.Д.Комарова (1959) – для весняного стоку; М.І. Львовича (1938) – за джерелами живлення річок, типів водного режиму річок; Б.Д.Зайкова (1946) для сезонного і річного стоку; Д.Л.Соколовського (1957), П.С.Кузіна (1960) – за типами водного режиму річок та ін.; схеми районування території – Б.Д.Зайкова (1946) – для внутрішньорічного режиму річок; В.А.Троїцького

(1948); А.М. Норватова (1951) – для мінімального стоку; П.С.Кузіна (1960) – по водному режиму річок та ін.

За думкою П.С.Кузіна [3], [4], географо-гідрологічний метод представляє собою теоретично обґрунтований принциповий підхід до генетичного вивчення закономірностей формування гідрологічного режиму річок.

В 70-ті роки минулого сторіччя широкий розвиток отримав зонально-ландшафтний метод районування території за однорідними умовами формування стоку річок. Такий метод дослідження для гідрологічних прогнозів весняного водопілля був розвинений в роботах В.Н.Паршина і М.С.Салова [5], [6] – для басейну р.Дон, О.С.Змійової і А.І.Суботіна [7] – для басейну р.Волга, Л.К.Вершиніної і О.І.Крестовського [8] – для рівнинної частини Європейської території СРСР та ін. Питанням районування території за ознаками однорідності умов формування весняного стоку присвячені також роботи В.К.Рязанцева, В.Н.Жердєва і І.П.Землянухіна (1984), Г.В.Павленка і С.П.Шендрика (1985), А.В.Христофорова (1993) та ін., а також в роботі автора [9]. Для території України Н.С.Лободою [10] виконане районування території України за синхронністю коливань річного стоку при використанні методів факторного аналізу і головних компонент в масивах коефіцієнтів кореляції між річним стоком річок.

При врахуванні комплексу природних факторів формування водного режиму річок В.В.Гребенем [11] розроблене ландшафтно-гідрологічне районування території України за ієрархічною класифікацією природних систем і з виділенням двох головних рівнів ландшафтно-гідрологічної диференціації – зонального та провінційного. При використанні факторного аналізу встановленні первинні (сума опадів, висота басейну) і вторинні (ухил русла і водозбору, залісеність, заболоченість) чинники стокоутворення.

В сучасних математичних моделях для розрахунків і прогнозів річкового стоку талих та дощових вод також покладений принцип географічної зональності, пов'язаний з виявленням впливу елементів природного ландшафту (залісеності, заболоченості) на характеристики і фактори стоку шляхом використання

більш обґрунтованих розрахункових формул та емпіричних параметрів до них [12], [13], [14], [15], [16], [17].

1.2 Фізико-географічне положення території України

За своїм географічним положенням розглядувана територія України займає величезну південно-західну частину Східноєвропейської рівнини. Відповідно до фізико-географічного районування [18], досліджувана територія охоплює географічні зони: мішаних лісів (в якій іноді розрізняють області мішаних і листяних лісів, за [19], або мішаних і широколистяних лісів, за [20]), лісостепову і степову (рис.1.1).

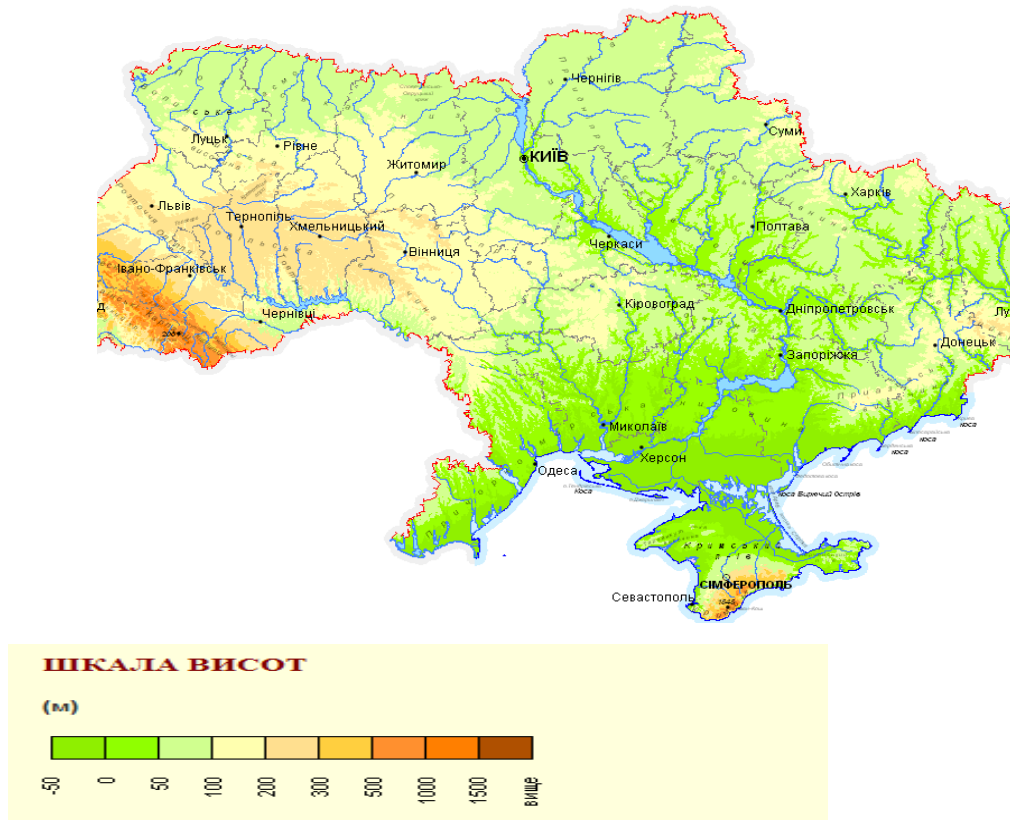


Рисунок 1.1 – Фізико-географічне положення території України [20]

Північна частина рівнинної України (провінція Полісся) знаходиться в зоні мішаних лісів надмірного і достатнього зволоження і включає притоки Дніпра – річки Прип'ять та Десну. Середня частина розташована у лісостеповій

зоні недостатнього зволоження з притоками Середнього Дніпра, басейнами Сіверського Дінця та Південного Бугу. У південній частині території, яка знаходиться у межах степової зони посушливого клімату, знаходяться річки нижньої течії Дніпра, Сіверського Дінця та Південного Бугу, а також невеликі річки Причорноморської низовини.

1.3 Геологічні особливості умов формування рельєфу

Геолого-геоморфологічна будова території має істотне значення у формуванні зональних закономірностей рельєфу і гідрографічної мережі, ґрунтоутворення, режимі поверхневого стоку річкових басейнів та частини підземного живлення річок [21], [22]. Геологічна будова річкового басейну при будь-якому типі ґрунтового покриття впливає на залягання водоутримуючих шарів, які визначають характер живлення річок [23]. Іноді геологічні напластування призводять до відсутності збігу поверхневого і підземного вододілів, що зумовлює відмінності у площах поверхневого та підземного водозборів і впливає на величину стоку річок [24].

З літологією пов'язаний склад верхнього шару ґрунтового покриття (його твердість і рихлість, наявність тріщин і пор), який визначає інфільтраційну здатність порід, характер поверхневого стікання тало-дощових вод, їх акумуляцію у рихлих ґрунтах та ін. [3], [22].

Геологічна будова сучасного рельєфу України є результатом тривалого історичного періоду геологічного розвитку: від докембрійського періоду і формування Українського кристалічного щита, а потім утворення на його фундаменті Східноєвропейської (Руської) платформи у палеозої, до кайнозойського палеогенового та неогенового періодів при формуванні нових відкладень гірських порід та гороутворень і далі – до четвертинного (антропогенового) періоду, коли в основному завершувалось формування основних сучасних форм ландшафту та гідрографічної мережі території України [18], [25].

Характер рельєфу річкових басейнів визначається ступенем його розчленованості, тобто густотою річкової та яруго-балкової мережі, нахилами місцевості і русел, від яких залежить тривалість добігання води по схилах та руслах річок, його водорегулююча здатність. В свою чергу, поверхневий стік є важливим фактором змиву ґрунтів, формування річкової мережі, балок та ярів на водозборах, тобто чинником формування рельєфу.

Важливу роль рельєф відіграє в розподілі снігового покриву, який є головним фактором у формуванні весняного стоку річок [22], [25]. Так, під час зими відбувається вітровий перенос снігу у пониження рельєфу, збільшуючи там його накопичення, що особливо відчутно при розрахунках середніх запасів води в сніговому покриві на малих водозборах.

Слід відзначити, що напрям основних форм рельєфу, яруго-балкової мережі з північного заходу на південний схід пов'язаний з особливостями геологічної структури та ерозійною діяльністю схилових вод і вітру. Це відноситься до орографічних форм Волинської, Подільської, Придніпровської, Донецької височин та Придніпровської низовини. Як наслідок ерозійних процесів, на території України сформувався сучасний яруго-балковий рельєф, який обумовлює напрям течії основних великих річок України. Так, річка Дніпро розділяє територію країни на дві великі частини відповідно її басейну – Правобережну та Лівобережну, які мають певні відмінності геологічної будови і ландшафтів.

1.4 Характеристика ґрунтового покриву

Ґрунти і рослинність є природними факторами, що постійно змінюються. Кількісна оцінка поширення того чи іншого виду ґрунтів різного механічного складу є дуже важливою для оцінки ролі цього фактора у формуванні режиму річкового стоку. Гідрологічне значення ґрунтового покриву обумовлене водопроникністю і водозатримуючою здатністю ґрунтів, від яких залежать величини поверхневого стоку, випаровування і живлення підземних вод через інфільтрацію вод. Ґрунти є посередником між кліматичними і гідрологічними явищами.

Існуюча широтна зональність основних типів ґрунтів в межах досліджуваної території може порушуватися внаслідок різноманітності місцевих природних факторів – умов ґрунтоутворення (геолого-літологічних особливостей, рельєфу, рослинності, карсту) та внаслідок сучасних змін ґрунтового покриву під впливом антропогенних чинників, у тому числі й сільськогосподарської діяльності, вирубки лісів тощо [21],[23], [26], [27], [28].

Характер ґрунтового покриву на території України дуже різноманітний (рис.1.2).

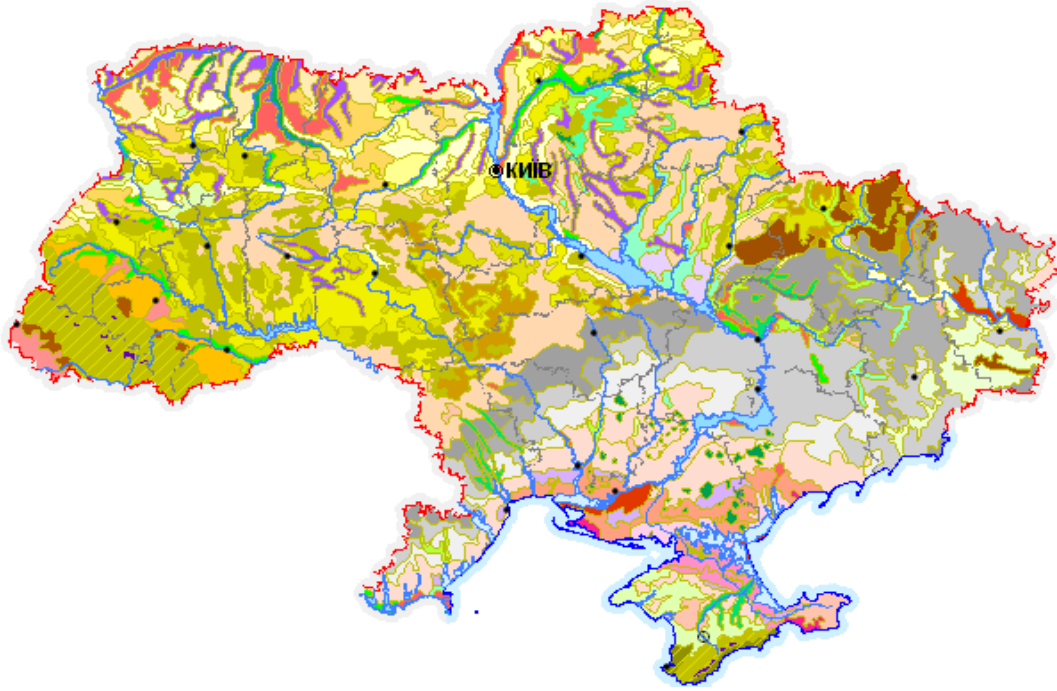
Характер ґрунтового покриву обумовлений геолого-геоморфологічними і кліматичними умовами, типом рельєфу та підпорядковується вираженій зональності при переході до різних природних зон і гірських країн, в межах яких розташовані розглядувані басейни річок [18], [29].

Басейни річок рівнинної частини території України (рр. Дніпро, Сіверський Донець, Південний Буг, річки північно-західного Причорномор'я).

В *Українському Поліссі*, в умовах достатньої та надмірної вологості, близького залягання підземних вод основну перевагу мають дерново-підзолисті та торф'яно-болотні ґрунти (до 70-75 % всього Полісся). Зустрічаються також перегнійно-карбонатні, сірі лісові, чорноземно-лугові та інші види ґрунтів. По водозборах річок ці види ґрунтів залягають нерівномірно та часто змінюються.

В річкових долинах і знижених ділянках поверхні Полісся розвинені лугові, лугово-болотяні ґрунти і торф'яники, особливо поширені торф'яно-болотяні ґрунти, що сформувалися в умовах постійного перезволоження. Інший вид ґрунтів утворився на території *лісостепів* України, який розрізняється при чередуванні височин і низинних рівнин та різному співвідношенні опадів, випаровуванні та поверхневого стоку.

Ґрунтовий покрив річкових водозборів сформувався переважно на карбонатних суглинних лесах під широколистяними лісами і різно-трав'яними степами.



Легенда до картосхеми наведена у табл.А.2

Рисунок 1.2 – Ґрунтовий покрив території України [20]

Представниками ширококорозвинених ґрунтів в лісостеповій зоні є лісові ґрунти, опідзолені чорноземи, типові мало- і середньогумусні чорноземи. На лівобережжі Дніпра зустрічаються засолені ґрунти.

Основну частину (близько 60 %) лісостепової зони займають дуже родючі типові чорноземні ґрунти, які розвивалися на лесовидних, збагачених кальцієм горизонтах при перегнійних процесах широко розвинутої лугової рослинності. Чорноземні ґрунти розвинуті, головним чином, в Лівобережному лісостепу, а також зустрічаються в правобережній його частині.

При просуванні на південь України в умовах теплішого клімату і недостатнього зволоження сформувався ґрунтовий покрив *степової зони*. Тут в основному на лесах і лесовидних суглинках під різнотравно-злаковою рослинністю утворилися ґрунти чорноземного і каштанового типів. У розподілі ґрунтового покриву степової зони виділяють дві підзони – північну, з характерними звичайними чорноземами, та південний степ, покритий південними чорнозема-

ми, які далі на південь змінюються на південні солонцюваті чорноземи і темно-каштанові ґрунти. Приберегову зону займають в основному солонці і солончак.

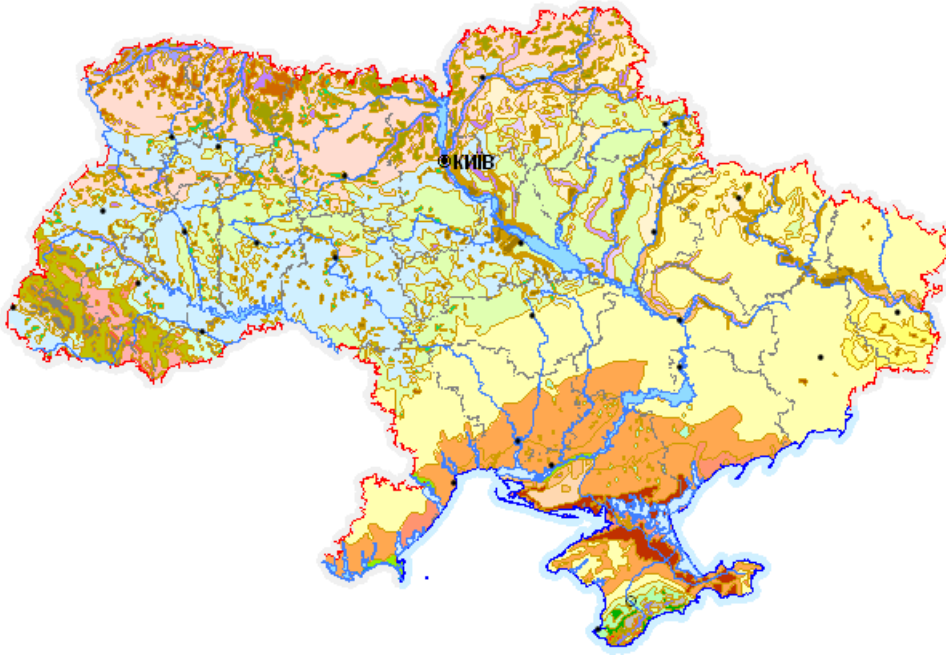
1.5 Рослинність, заболоченість та озерність

Одним з основних чинників, від яких залежить гідрологічний режим території, наряду з кліматичними, ґрунтово – геологічними і геоморфологічними, є *рослинний покрив*. Рослинність кількісно і якісно перерозподіляє опади, що поступають на землю, і сильно змінює гідрологічний режим території. Вона перетворює поверхневий стік у ґрунтовий, затримує частину опадів на своїй поверхні.

При формуванні річкового стоку характер рослинності, розподіл боліт та озер на басейнах відіграють суттєву роль в природному його регулюванні. Вплив рослинності проявляється у процесах ґрунтоутворення, зменшення процесів ерозії ґрунтів, внаслідок уповільнення швидкостей стікання води зі схилів, що призводить до посилення інфільтрації тало-дощових вод у ґрунт і, як наслідок, перерозподілу поверхневого та підземного стоку річок. Відомий вплив типу і виду рослинності й на втрати вологи на її транспірацію, хоча для періоду весняного водопілля цей вид втрат води враховується загальною величиною випаровування [29], [30], [31].

Найбільший вплив на стік річок і формування весняного водопілля мають лісові ландшафти. Регулюючий вплив лісу на максимальний стік весняного водопілля широко досліджений в науковій літературі [23], [24], [30] та ін., але однозначного висновку з цього питання немає.

Характер рослинності на басейнах річок України доволі різноманітний і має зональні особливості, пов'язані з природними умовами фізико-географічних районів і гірських країн, де вона розвинута (рис.1.3) [18].



Легенда до картосхеми наведена у табл.А.2

Рисунок 1.3 – Рослинний покрив території України [20]

Озера та болота є характерними елементами природного ландшафту України і утворюються внаслідок особливостей рельєфу, умов клімату, формування стоку поверхневих і підземних вод, мають специфічну рослинність [21].

Найбільш поширені низинні болота (97 % території), які розкинуті в долинах річок. Загальна площа, зайнята болотними масивами, становить 1,6 % - 1,7 % всієї території України [19], [20].

Озера, за своїм походженням, поділяються на річкові (заплавні), провальні, карстові, озеровидні водойми – лимани, які виникли внаслідок пониження морського узбережжя. Територія України в цілому характеризується незначною озерністю – до 0,7 % всієї території країни; приблизно їх налічується 20 тис. (включаючи гірські країни), причому 7 тисяч з них мають площу водної поверхні 0,1 км² і більше, 192 – площу дзеркала більше 1 км² і 43 – з площею понад 10 км² [30], [32].

Регулюючий вплив заболоченості й озерності на гідрологічний режим річок водозборів пов'язаний з тим, що вони є великими тимчасовими накопичу-

вальниками талих і дощових вод, а це призводить до можливості постійного випаровування вологи та внутрішньорічного перерозподілу річкового стоку.

Особливості рослинного покриву, типи і розповсюдження боліт та озер охарактеризовані для фізико-географічних зон рівнинної території України.

Басейни річок рівнинної частини території України (рр. Дніпро, Сіверський Донець, Південний Буг, північно-західного Причорномор'я).

За характером рослинності північна частина країни (Українське Полісся) належить до *зони мішаних лісів* (Поліська провінція), де широко розвинута багата і різноманітна лісова рослинність, а внаслідок значної заболоченості території – лугова і болотна рослинність. При переході до лісостепової зони з'являються і степові види рослин.

Основні види поліських лісів складають сосна, дуб, граб, а також липа, ясень, береза, осика, вільха; підлісок утворюють трав'янисто-кущовий покрив з чорниці, брусниці, сниті, орляку, копитену європейського, папороті, бальзаміну.

Характерним елементом природи Полісся, зони постійного надмірного зволоження, плоского рівнинного рельєфу, який обумовлює уповільнення поверхневого стоку води і слабкий дренаж поверхні річковою мережею, є болота. Тут знаходяться найбільші болотні масиви.

Переходячи від зони мішаних лісів до *лісостепової зони*, площі, зайняті лісами, поступово зменшуються (особливо в умовах широкого освоєння земель, починаючи з 60-х років минулого сторіччя) від 50 % до 11 % площі зони [32]. За даними Національної доповіді про стан навколишнього природного середовища у 2000 р., стан лісистості зони оцінюється величиною, близькою до 13,0 % [33]. Далі на південь рослинний покрив переходить до типового різно-трав'я плоских лугових степів.

У лісостеповій зоні спостерігається зменшення заболоченості у зв'язку з посушливістю клімату. Болота в основному знаходяться у заплавах річок, де процеси заболочування обумовлені застоєм високих тало-дощових вод і підпитком понизь заплави ґрунтовими водами [21].

Природна рослинність *степової зони* в основному представлена трав'янистими степовими її видами і чагарниками. Однак, в результаті розорення степів вона мало збереглася, і нині, як і в лісостепу, зустрічається лише в старих балках і ярах, в долинах деяких річок, а також у заповідниках (Асканія Нова, Кам'яні могили та ін.). Більша частина території степів розорана і зайнята під сільськогосподарські угіддя (близько 80 % [34]), де вирощують пшеницю, кукурудзу, соняшник та інші культури. Лісова, лугова і болотна рослинність має обмежене розповсюдження.

В умовах недостатнього і посушливого клімату степової зони, не сприятливих для утворення боліт, їх поява пов'язана з заболоченням озер, окремих замкнених понижень рельєфу при високому стоянні рівня ґрунтових вод і накопиченням атмосферних опадів [21]. Заболоченість степової зони в середньому дорівнює всього 0,3 % [35].

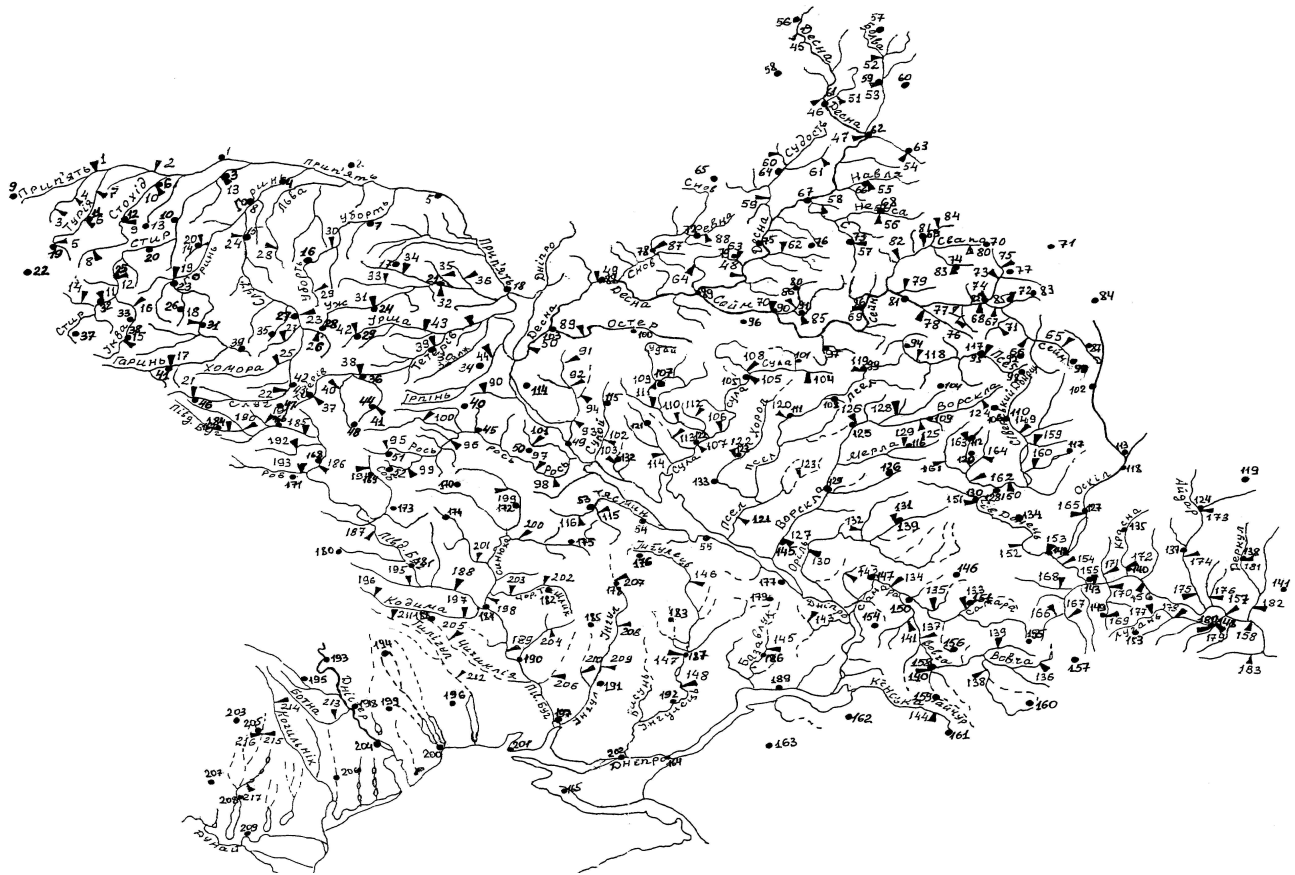
1.6 Гідрометеорологічна вивченість рівнинної території України

Мережа гідрологічних постів рівнинної території України налічує 217, які мають часові ряди тривалих регулярних спостережень за стоком води [36], [37], [38]. В цілому пости розміщені досить рівномірно, про що свідчить рис.1.4. Спостереження за метеорологічними характеристиками ведуть 209 станцій і постів.

Діапазон водозбірних площ охоплює басейни річок за розміром від 6,2 км² (лог Райчик – с.Польова-Лукашівка) до 88500 км² (р. Десна – м. Літки).

Гідрологічну вивченість території в частині площ водозборів, що замикають пости і періодів спостережень за стоком водопілля характеризує табл.1.1 [35].

Як видно з табл.1.1, недостатньо вивченими є порівняно невеликі водозбори. Так, частка басейнів з площами водозборів менше 100 км² складає лише 3,2 %. Найбільша кількість гідрологічних постів (37,3 %) від загального їх числа мають величини водозбірних площ в діапазоні від 1001 км² до 5000 км², а для 33,7% – розміри водозборів коливаються в межах 101 км² -1000 км².



▼ – гідрологічний пост; ● – метеорологічна станція

Рисунок 1.4 – Гідрометеорологічна мережа спостережень в басейнах рівнинних річок України та верхів'їв Десни, Сейму і Сіверського Дінця

У 25 водомірних постів (11,5 %) значення площ водозборів знаходиться в діапазоні 5001 км^2 - 10000 км^2 . Кількість річок з площами водозборів більш 20 тис. км^2 значно менша.

Станом на 2010 р. (останній рік, по який опубліковані дані стокових характеристик весняного водопілля по території України) і на 1986 р. (по території Росії і Молдови), на досліджуваній території 83 пости мають ряди спостережень більше 50 років (38,3 % загальної кількості). Ряди тривалістю 20 та менше

років мають 5 постів (2,3 %). В основному (на більш, ніж 45 % водомірних постів) часові гідрологічні ряди достатньо тривалі і становлять 30-50 років.

Таблиця 1.1 Розподіл водозборів за тривалістю гідрологічних спостережень та розмірами водозбірних площ

Діапазон площ, км ²	Кількість гідрологічних постів з періодом спостережень, років						
	≤ 20	21-30	31-40	41-50	≥ 50	Всього	%
< 10		2				2	0.9
11-100	1	3	1		2	7	3.2
101-1000	2	10	20	22	19	73	33.7
1001-5000	2	9	14	24	32	81	37.3
5001-10000		3	4	7	11	25	11.5
10001-20000			2	4	10	16	7.4
20001-50000			1		7	8	3.7
50001-100000		1	1	1	2	5	2.3
Всього	5	28	43	58	83	217	
%	2.3	12.9	19.8	26.7	38.3	100	100

Загальна кількість даних метеорологічних станцій і постів включає й матеріали спостережень за багаторічний період по даних метеорологічних станцій, що розташовані на території Росії – 36 (басейни рр.Десни, Сейму, Сіверського Дінця), на території Молдови – 3 (в басейнах річок Причорноморської низовини).

1.7 Кліматичні умови рівнинної території України з урахуванням сучасних тенденцій їх змін

Складні фізико-географічні умови розглядуваної рівнинної території України зумовлюють різноманітність клімату. Типові риси клімату формуються під впливом сонячної радіації, циркуляції атмосфери та місцевих фізико-географічних умов. Завдяки порівняно великій довжині території України з півночі на південь і з заходу на схід, розподіл сонячного тепла, температур і тиску

повітря, опадів та інших метеорологічних показників на її території призводять до просторової неоднорідності кліматичних умов. Тут виявляється широтна закономірність – від перезволожених на заході Полісся до посушливих південних степових районів. Закономірності розподілу у часі і просторі кількісних показників метеорологічних величин, які характеризують кліматичні умови території рівнинної України, а також їх зміни під впливом сучасних змін клімату, які спостерігаються в останні десятиріччя, розглянуті як для всієї рівнинної території країни при широтній змінності кліматичних показників, так і в межах окремих фізико-географічних зон [18], [32], [36], [37], [38], [39], [40], [41], [42], [43]. За рекомендацією Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО), для характеристики особливостей клімату регіону до сьогодні використовуються стандартні кліматичні норми – осереднені метеорологічні характеристики за період 1961-1990 рр. [32], [33], [42]. При цьому відмінності в середньобогаторічних значеннях, отриманих за період 1961-1990 рр. і весь період спостережень, незначні і становлять для температур повітря – $0,1^{\circ}\text{C}$ - $0,5^{\circ}\text{C}$, а для опадів - 1 мм-5 мм [32]. Однак, як відмічено в [33], період часового осереднення кліматологічних величин в межах стандартної кліматичної норми часто не відповідає всьому періоду стокових спостережень на річках.

Згідно класифікації Б.П.Алісова (1957), територія рівнинної частини країни за кліматичним районуванням знаходиться у кліматичній зоні помірних широт, а з урахуванням типу ґрунтово-рослинного покриву – у межах двох кліматичних областей: лісовій атлантико-континентального клімату, яка займає провінцію Полісся і Лісостеп з помірно-континентальним кліматом та степовій континентального клімату з найбільшою континентальністю та посушливістю кліматичних умов [41].

Широтне положення України визначає кількість сумарної сонячної радіації, яка надходить до поверхні землі і обумовлює кількість отриманого тепла, з яким пов'язаний температурний режим повітря і ґрунтів, процеси випаровування і транспірації тощо. Річні значення тривалості сонячного сяйва розподіляються наступним чином: найбільші її значення відмічено на крайньому півдні

країни (від 2150 годин до 2550 годин), в цілому в степовій зоні вони наближаються до 2000 г.-2200 г., а на заході лісостепової і зоні мішаних лісів – знижуються до 1690 г.-1850 г. [32].

Іншим кліматоформуючим чинником є повітряні маси, які надходять на територію рівнинної України. Властивості різних повітряних мас і їхня взаємодія визначають часту мінливість погоди, характерну для країни.

Міжширотні повітряні маси, стикаючись між собою, утворюють атмосферні фронти, з якими пов'язана циклонічна і антициклонічна діяльність. Зміни загальної циркуляції атмосфери виявляються у їх впливі на погодні умови, що призводить до змін глобального і регіонального клімату – температури повітря, кількості опадів, тиску повітря та ін. [32], [43]. В середньому за рік в Україні з циклонами буває 129-136 днів, а з антициклонами – в середньому 229-242 дні. Швидкість переміщення циркуляційних утворень у середньому становить 35 км/год [32].

Виділяють [32], [42], [43] три періоди її часових змін: перший (початок ХХ сторіччя - 40-ві роки цього сторіччя; 1881 р.-1940 р.) – період первинного глобального потепління, який характеризувався значним зростанням температури повітря; другий (кінець 40-х – кінець 70-х років ХХ сторіччя; 1951р. - 1980 р.) – період стабілізації глобальної температури, в якій спостерігалися температури повітря близькими до таких у попередньому періоді; третій (з кінця 70-х років ХХ сторіччя по теперішній час) – період з новим інтенсивним підвищенням глобальної температури повітря з різкими додатними аномаліями в останні десятиріччя (при більш інтенсивному потеплінні в зимові місяці). Наприкінці ХХ – початку ХХІ сторіччя підвищення температурного фону відмічається в усі пори року, за винятком окремих місяців [42], [43].

Характерною рисою атмосферної циркуляції сучасного (третього) періоду глобального потепління стало зростання меридіональної (південної або західної групи) і послаблення зональної циркуляції, при загальному зменшенні швидкості переміщення циклонів. При цьому спостерігається змінення погодних умов особливо холодного періоду, коли зими потеплішали, а їх опади помі-

тно перетворилися у мокрий сніг і дощ при зміні й їх кількісних величин. Зміни циркуляції атмосфери у цей період проявляються і у літній сезон, визиваючи мінливість погоди з прохолодою і дощами [32], [43].

Температура повітря. Розподіл температури повітря на рівнинній території України пов'язаний з географічним положенням, припливом сонячної радіації, атмосферною циркуляцією та природними факторами ландшафту, які обумовлюють мінливість температури повітря.

Середньомісячні температури повітря на розглядуваній території України в основному змінюються з півночі на південь і впродовж більшої частини року (з квітня по листопад) є плюсовими і досягають найбільшої величини в липні (від плюс 18,0 °C на північному заході до плюс 24,0 °C – на півдні). Найвища літня температура (абсолютний максимум) становить плюс 40,0 °C у південній степовій зоні. Узимку найбільш охолоджені північно-східна і східна частини території, які особливо піддані впливу холодних арктичних і континентальних повітряних мас. Середні температури січня змінюються з північного сходу на південний захід від (мінус 7,5 °C) – (мінус 8,0 °C) до мінус 2,0 °C. Мінімальні температури повітря на сході можуть сягати мінус 40,0 °C [28]. За весь період спостережень (кліматична норма) найтеплішим на території України (крім північних районів) був лютий 2002 р. з температурою повітря на 5,0 °C - 9,0 °C вищою за норму, а в північних областях – 1990 р.

Відповідно до змін атмосферної циркуляції і глобального потепління клімату, за даними багаторічних досліджень, результати яких узагальнені в сучасній монографії «Клімат України» [60] встановлено, що за віковий період спостережень відмічається підвищення середньорічної температури повітря: на Поліссі та у Лісостепу на 0,7 °C - 0,9 °C, у степовій зоні – на 0,2 °C-0,3°C. Найбільш відчутним воно стає у зимовий (до 1,5 °C у Поліссі і Лісостепу і 0,7 °C –у степовій зоні) і весняний (за рахунок березня) – в цілому до 0,8 °C, сезони року. Для січня таке підвищення температури повітря досягає 2,0 °C на 100 років. За період 1991 р.-2000 р. потепління на території країни спостерігається в усі місяці року.

В даній роботі оцінена багаторічна зміна характеристик зимово-весняного сезону у зв'язку з загальною тенденцією підвищення глобальної і регіональної температур повітря в останні роки [44], [45]. За даними різних метеорологічних станцій, розташованих в різних регіонах рівнинної території України, були побудовані хронологічні графіки (трирічні ковзні) середньомісячних температур повітря за лютий (рис.1.5-рис.1.8) та березень (рис.1.9-рис.1.11) за багаторічний період спостережень (1907 р.-2010 р.). Графіки підтверджують наявність додатної тенденції до підвищення середніх за місяць температур повітря за лютий та березень

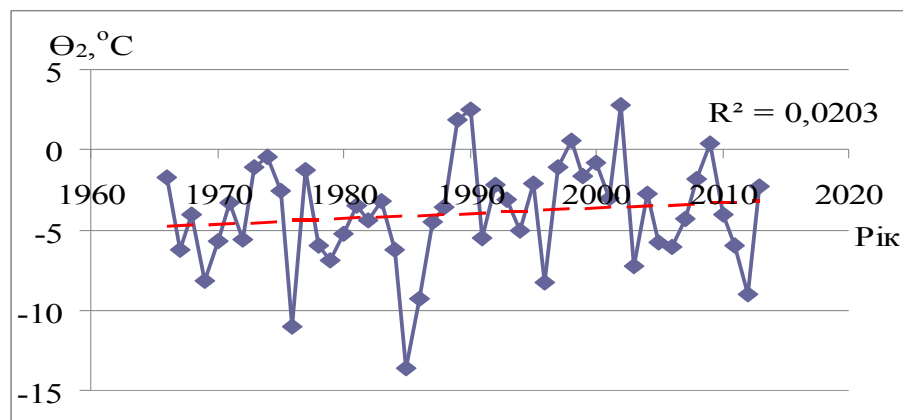


Рисунок 1.5 - Багаторічний хід середньомісячних температур повітря за лютий на рівнинній території України (басейн р. Десна)

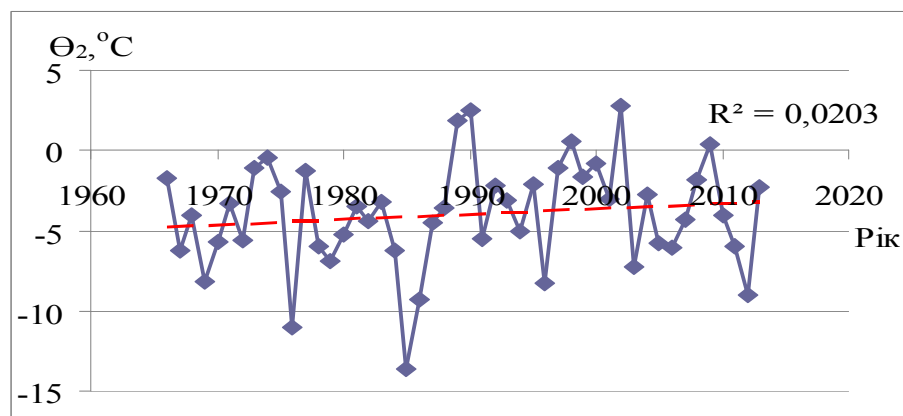


Рисунок 1.6 - Багаторічний хід середньомісячних температур повітря за лютий на рівнинній території України (м/ст Новоград-Волинський, басейн р. Прип'ять)

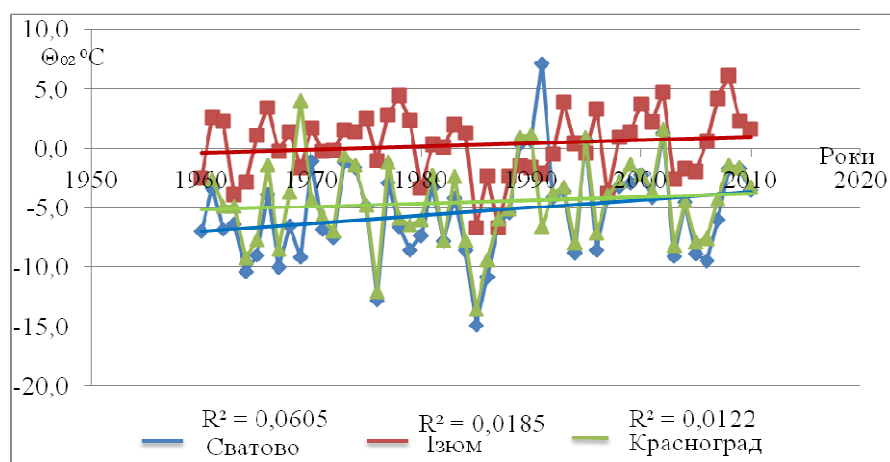


Рисунок 1.7 - Багаторічний хід середньомісячних температур повітря за лютий на рівнинній території України (басейн р. Сіверський Донець)

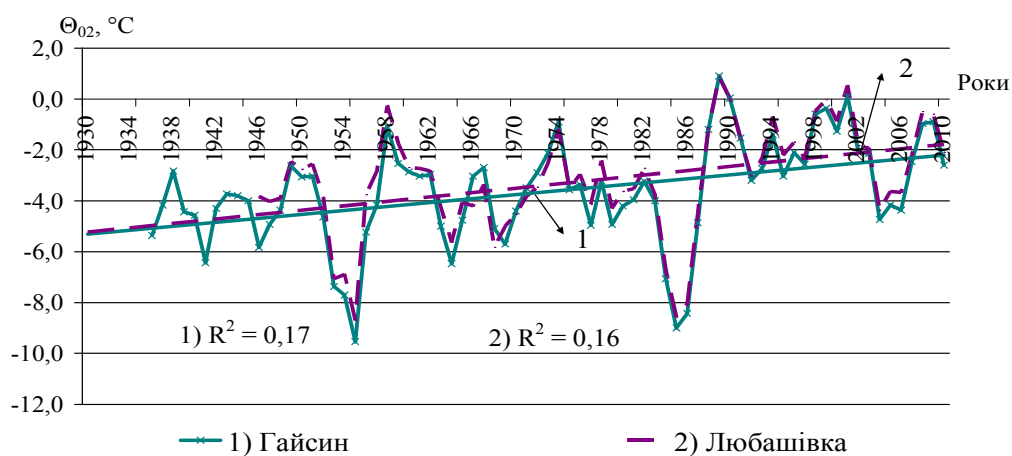


Рисунок 1.8 - Багаторічний хід середньомісячних температур повітря за лютий на рівнинній території України (басейн р.Південний Буг)

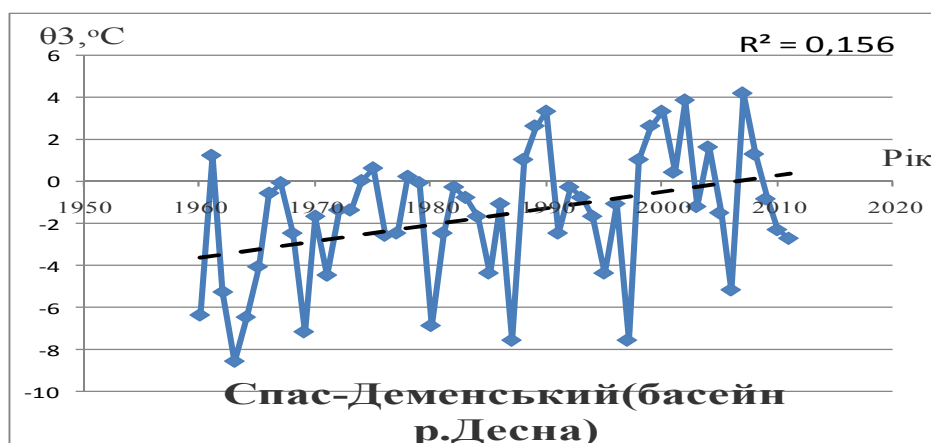


Рисунок 1.9 - Багаторічний хід середньомісячних температур повітря за березень на рівнинній території України (басейн р. Десна)

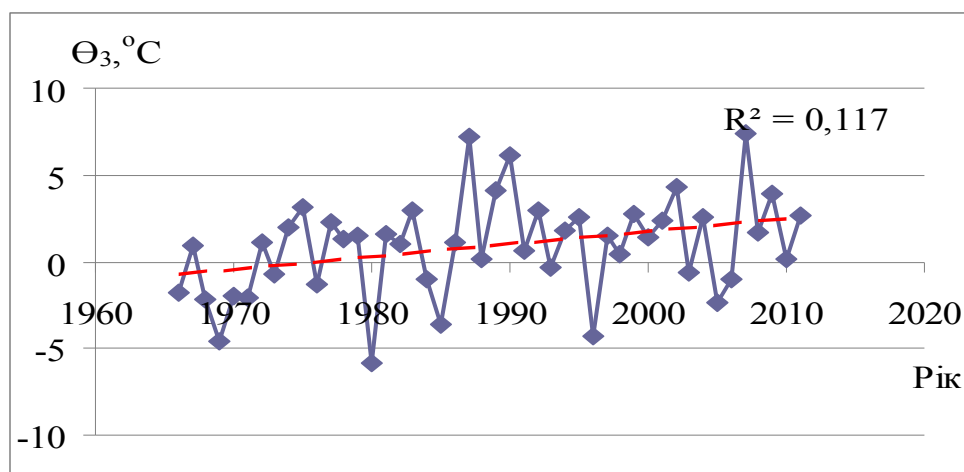


Рисунок 1.10 - Багаторічний хід середньомісячних температур повітря за березень на рівнинній території України (м/ст Новоград-Волинський, басейн р.Прип'ять)

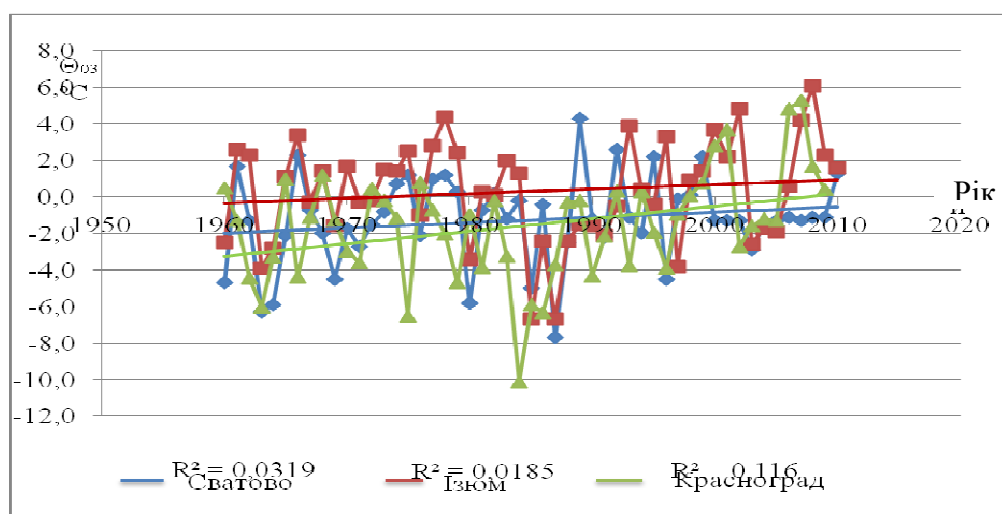


Рисунок 1.11 - Багаторічний хід середньомісячних температур повітря за березень на рівнинній території України (басейн р. Сіверський Донець)

Промерзання ґрунтів. Глибина промерзання ґрунтів є одним з показників інфільтраційної спроможності ґрунтів під час формування і розвитку весняного водопілля на рівнинних річках України. Вона визначається складним комплексом взаємодіючих чинників - температурою повітря, і як наслідок температурою ґрунту та товщиною снігового покриву на ньому, а також залежить від типу і вологості ґрунтового покриву, його теплофізичних властивостей, характеру рельєфу, виду рослинності, яка їх покриває [23], [32], [41]. Ступінь промерзання ґрунтів на рівнинній Україні неоднорідна по території і змінюється у широтному напрямку при закономірній зміні всього комплексу ландшафтних і кліматичних характеристик. В цілому по території країни середня глибина промерзання ґрунтів становить 50 см -70 см, при збільшенні у холодні роки до 80 см -120 см і зменшенні в теплі зими – до 15 см -30 см.

Строки найбільшого промерзання ґрунтів зміщуються убік ранніх дат – з північного сходу (кінець лютого-початок березня) на південь і південний захід (перш-друга декади лютого). Середні значення найбільших глибин промерзання ґрунтів спостерігаються на північному сході України – понад 80 см, при найбільших своїх значеннях (наприклад, взимку 1968-1969, 1971-1972, 1995-1996, 2002-2003, 2005-2006 рр.) до 100-250 см [32], [33], [41].

При глобальному підвищенні температури повітря змінюється і глибина промерзання ґрунтів. Отримані хронологічні графіки максимальних перед весною глибин промерзання ґрунтів за даними багаторічних спостережень (1958р.-2010 р.) стаціонарної мережі в різних частинах рівнинної території України (рис.1.12-рис.1.15), свідчать про наявність тенденції до їх зменшення з 80-х років минулого сторіччя до теперішнього часу у різних частинах розглядуваної території.

Атмосферні опади. Для періоду весняного водопілля, розрахунків і прогнозів його характеристик, враховуються опади холодного сезону, у вигляді максимальних запасів води в сніговому покриві, які накопичилися на кінець зими, і весняні опади періоду сніготанення і виснаження запасів снігових вод на спаді весняного водопілля.



Рисунок 1.12 - Багаторічний хід максимальних глибин промерзання ґрунтів на рівнинній території України (басейн р. Десна)

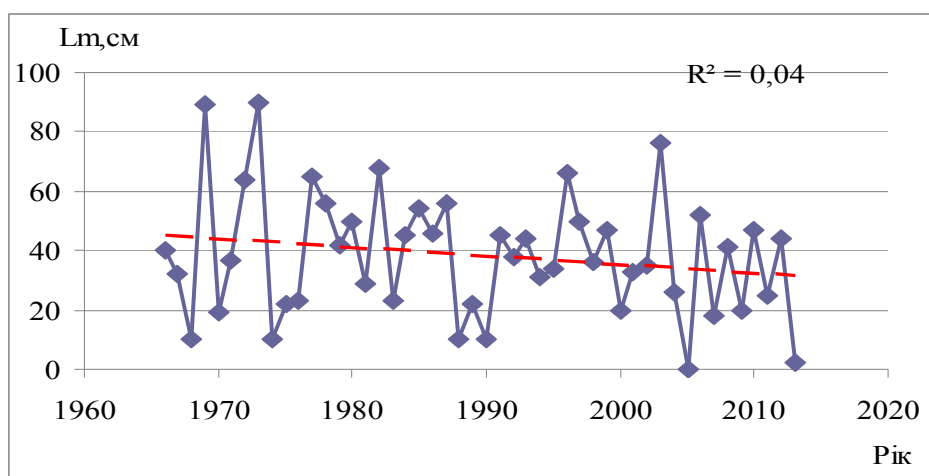


Рисунок 1.13 - Багаторічний хід максимальних глибин промерзання ґрунтів на рівнинній території України (м/ст Новоград-Волинський, басейн р.Прий'ять)

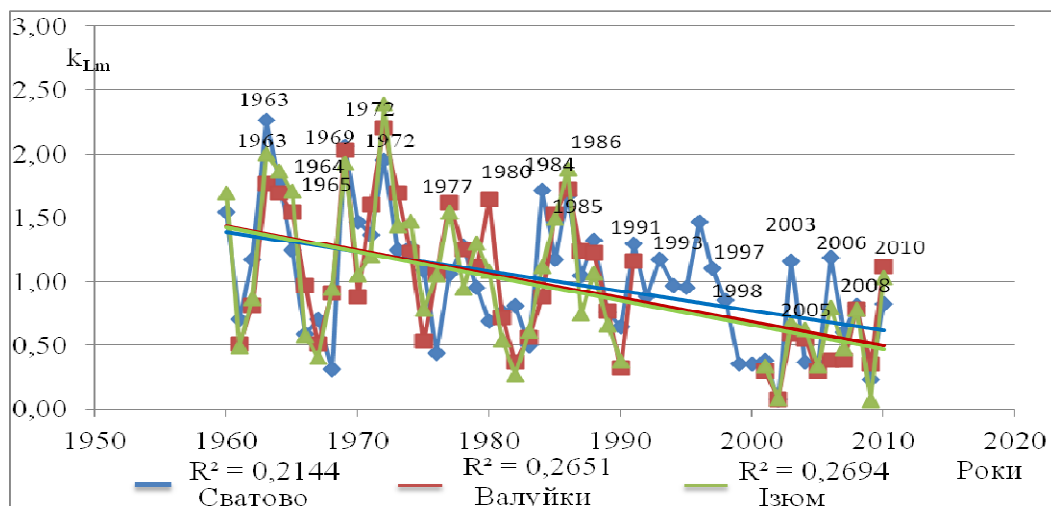


Рисунок 1.14 - Багаторічний хід максимальних глибин промерзання ґрунтів на рівнинній території України (басейн р.Сіверський Донець, у модульних коефіцієнтах)

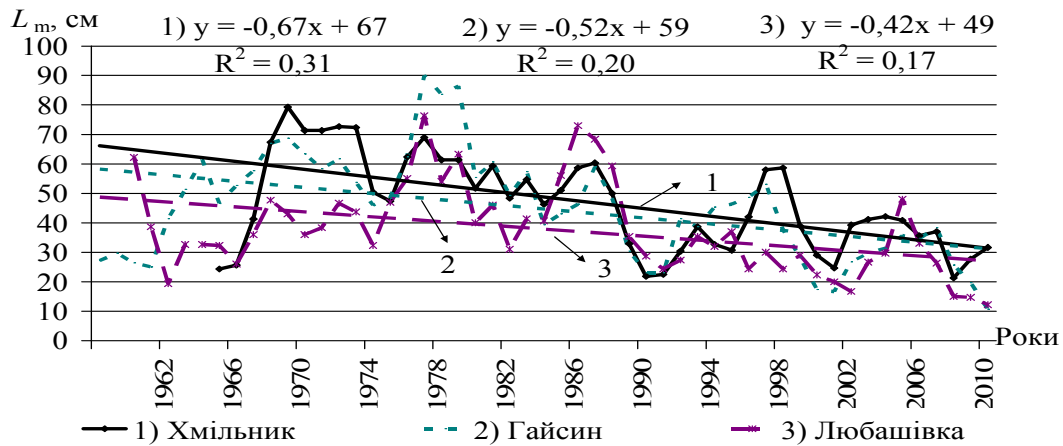


Рисунок 1.15 - Багаторічний хід максимальних глибин промерзання ґрунтів на рівнинній території України (басейн р.Південний Буг, трирічні ковзні)

Загальна кількість опадів на рівнинній території України відповідно зменшується з північного заходу (зони надмірного режиму зволоження) на південний схід і південь (регіон недостатнього зволоження). Північна частина рівнинної території в межах зони мішаних лісів одержує 650 мм - 700 мм опадів на рік, лісостепова – 550 мм - 650 мм, на північному сході, у басейні Десни – 600 мм - 650 мм. Найменше опадів (400 мм - 500 мм у рік) – у південних степах (рис.1.16) [32], [41].

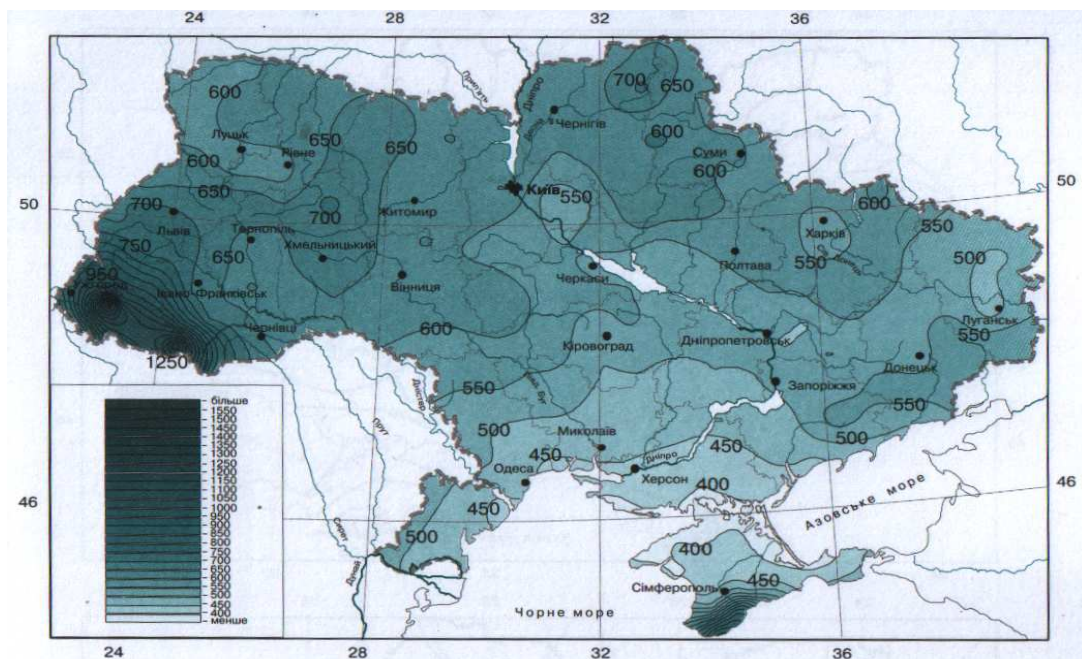


Рисунок 1.16 – Середня кількість опадів за рік (мм) на території України [32]

Кількість опадів на протязі року мінлива. Більша частина їх припадає на теплу половину року – 75 %-80 %, у холодну – 20 %-25 % при значеннях на переважній частині – 200 мм -220 мм [34]. Нерівномірний розподіл опадів і по місяцях року. Формування весняного стоку річок рівнинної території України починається вже з осінніх місяців. Кількість опадів більша на початку холодного періоду (у листопаді і грудні). У вересні опади зменшуються, починаючи з районів Полісся, від 45 мм-55 мм, далі у лісостеповій зоні – 40 мм-50 мм і на території степів – до 20 мм. У перші зимові місяці (січень, лютий) випадає найменша кількість опадів за рік – від 30 мм до 40 мм, на Поліссі і Донецькій височині – до 45 мм.

За даними наукового видання [34], за сторічний період (1900-2000 рр.) спостерігалася зміна кількості опадів на території країни. Вона була нерівномірною – в деяких регіонах відмічалось підвищення річної кількості опадів на 7%-10% (тобто більш, ніж на 40 мм) відносно кліматичної норми, на іншій території вона була близькою до норми або менше її. Така ж нерівномірність спостерігається і по сезонах року.

Сніговий покрив. Сніговий покрив та інтенсивність сніготанення є визначальними у формуванні весняного водопілля. Взимку на розподіл снігу на водозборах впливають фактори підстильної поверхні, такі як висота над рівнем моря, форми рельєфу, крутизна та експозиція схилів, залісеність та ін.

В середньому стійкий сніговий покрив утримується від 110 днів на північному сході, до 70-80 днів - в середній частині та до 30-35 днів – на півдні степової зони, що пов'язано зі зміною теплового та радіаційного режимів.

Спостерігається широтна змінність середньобаторічної кількості днів зі сніговим покривом по території рівнинної України [32], що має широтний характер їх зміни (рис.1.17).

Запаси води у сніговому покриві, що накопичилися на кінець зимового періоду, в основному визначають майбутній об'єм весняного водопілля на річках.

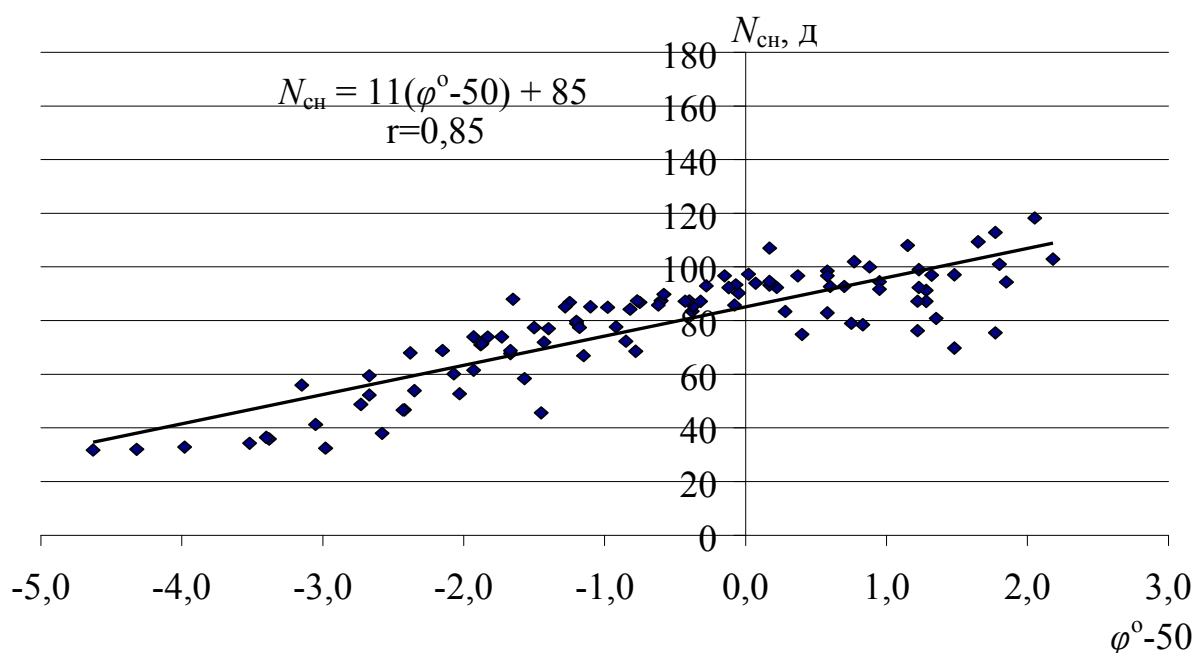


Рисунок 1.17 - Залежність середньобогаторічної (1961-1990 рр.) кількості днів зі сніговим покривом ($N_{\text{сн}}$) від географічної широти пунктів снігозйомок на рівнинній території України

Середній з максимальних снігозапасів відмічається наприкінці лютого і становлять: в північно-східних районах – 50-60 мм, в центральних – 30-40 мм, в південних – 20-30 мм. Найменші значення максимумів снігозапасів на рівнинній території країни коливаються від 3 мм (Причорноморська низовина) до 15мм (північний Степ), а найбільші – до 180 мм (північний схід та Донецька височина) [34]. Дати настання максимумів запасів снігу спостерігаються на рівнинній території країни у лютому-березні.

В роботі за часовими рядами даних (1945-2010 рр.) про максимальні снігозапаси на рівнинній території України, побудовані хронологічні графіки по окремих пунктах снігозйомок (рис.1.18-рис.1.21).

Встановлено, що в сучасних кліматичних умовах максимальні запаси води в сніговому покриві на більшій частині країни мають тенденцію до їх зменшення, особливо на півночі країни.



Рисунок 1.18 - Багаторічний хід максимальних запасів води в сніговому покриві на рівнинній території України (басейн р. Десна)

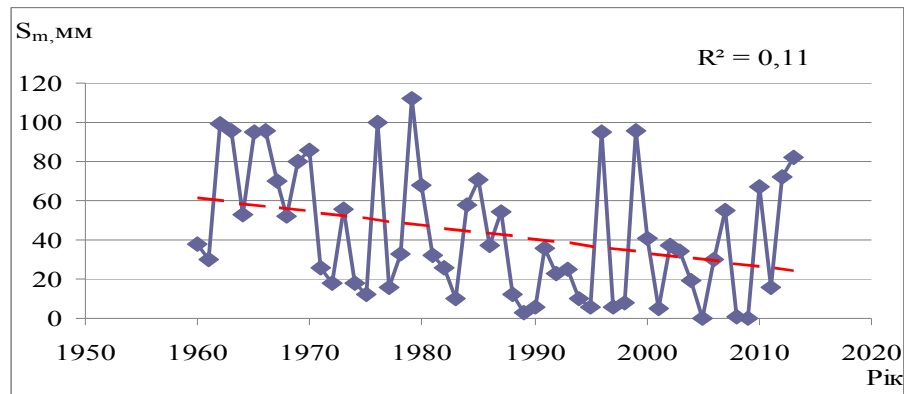


Рисунок 1.19 - Багаторічний хід максимальних запасів води в сніговому покриві на рівнинній території України (м/ст Новоград-Волинський, басейн р. Прип'ять)

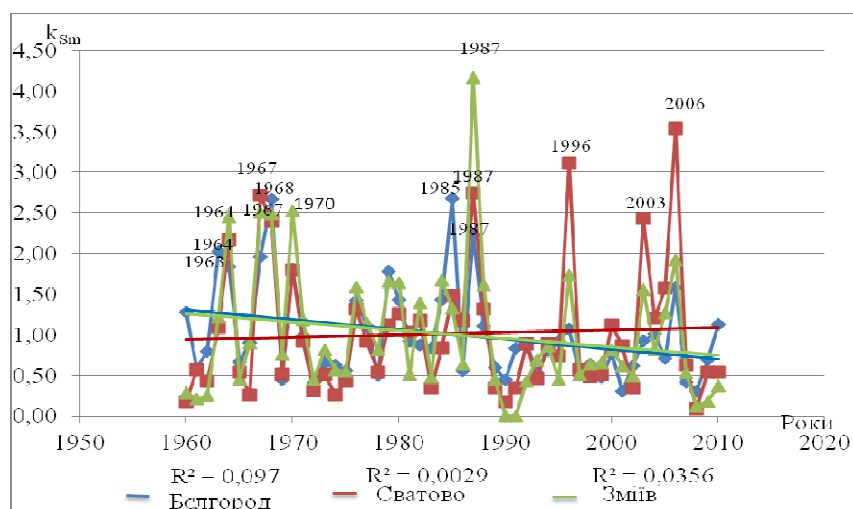


Рисунок 1.20 - Багаторічний хід максимальних запасів води в сніговому покриві на рівнинній території України (басейн р.Сіверський Донець, у вигляді модульних коефіцієнтів)

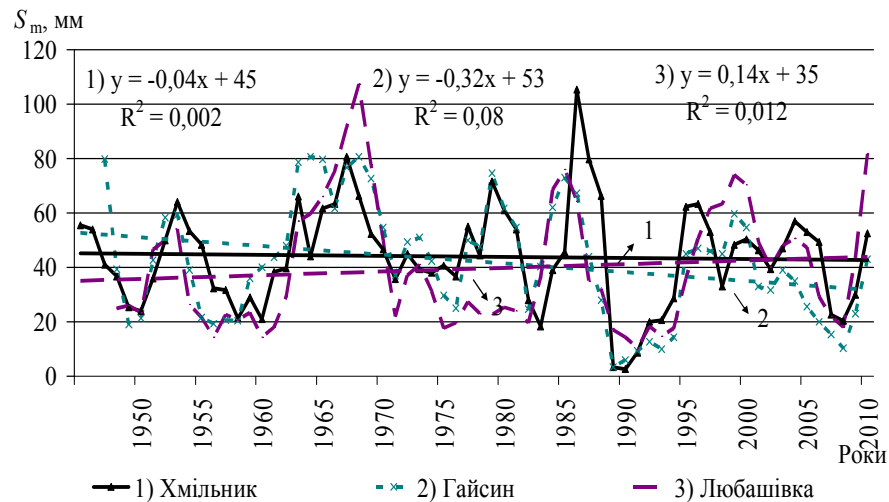


Рисунок 1.21 - Багаторічний хід максимальних запасів води в сніговому покриві на рівнинній території України (басейн р.Південний Буг, трирічні ковзні)

Однак, як можна бачити на прикладі станції Спас-Деменський (басейн Десни), метеорологічні умови 2013 року були пов'язані з випадінням значної кількості снігу в басейні р. Десна (до 200 мм, що вдвічі більше норми). Це практично змінило напрям багаторічного тренду в часовому ході цієї характеристики.

Що стосується дат настання максимальних снігозапасів, то хронологічні криві (трирічні ковзні) свідчать про те, що вони мають сталу тенденцію до більш ранніх дат лише у період останнього п'ятиріччя.

Вологість повітря. Як характеристика клімату, вологість повітря визначає вміст водяної пари в атмосфері й істотно впливає на випаровування, а, відповідно, і на величину стоку річок, у тому числі й періоду весняного водопілля. Вона змінюється в залежності від процесів атмосферної циркуляції, ландшафтних умов, сезону року, стану ґрунтів на водозборі та ін.

Найбільшу вологість приносять вітри з Середземномор'я та Атлантичного океану, найменшу – повітряні маси з Арктики. Абсолютна вологість повітря (парціальний тиск водяної пари) незначно змінюється по території України, йо-

го середньорічні показники коливаються від 9 гПа в північних районах до близько 10 гПа – у південних [32], [41].

Середні річні значення відносної вологості повітря змінюються з північних районів від 80%, зменшуючись на південний схід, до 75 %, і, далі, на крайньому півдні, під впливом близькості морів, знов підвищуються до 76 % -78 %.

За даними [46], в останні десятиріччя при зростанні температури повітря має місце тенденція до підвищення абсолютної вологості і, в свою чергу, зниження відносної вологості, що впливає на величину випаровування з поверхні водозборів і водойм.

Вітровий режим. Рух повітряних мас і режиму вітру обумовлений сезонними змінами атмосферної циркуляції, а також визначається типом рельєфу й іншими характеристиками підстильної поверхні (лісом, наявністю водойм та ін.).

Вітровий режим на рівнинній території України має сезонні коливання його характеристик – напрямку і швидкості [32], [41].

Швидкість вітру, яка є основним фактором перерозподілу снігу на водозборах, має чітко виражений режим протягом року і по території – збільшення її середньобагаторічних значень з півночі від 3 м/с - 4 м/с на південь – до 5 м/с- 6 м/с. Найбільша швидкість вітру має місце в холодну пору року, а найменша – влітку при послабленні циклонічної діяльності.

В останні десятиріччя в умовах потепління клімату, на основі хронологічних графіків ходу швидкості вітру, в [33] зроблено висновок про те, що прослідковується тенденція до зменшення швидкості вітру. Про це йдеться й у монографії «Клімат України» [34], де показано, що майже на всій території країни за останній 30-річний період середня швидкість вітру знизилася на 10-15 %. Але це могло бути пов'язане з порядком і зміною інструментальних вимірювань швидкості вітру. У той же час, на деяких станціях спостерігається і збільшення швидкості вітру.

1.8 Вплив кліматичних змін на водний режим весняного стоку рівнинних річок України

На розглядуваній частині рівнинної території України весняне водопілля є найбільш багатоводною фазою в річному режимі стоку і рівнів води річок, яка формується внаслідок сніготанення та випадіння рідких опадів у весняний період року.

Досліджувані річки знаходяться в різних географічних зонах, у зв'язку з чим умови формування весняних водопіль розрізняються як за кліматичними показниками, так і за фізико-географічними умовами підстильної поверхні. Так, в зоні мішаних лісів розповсюджені річки в основному снігового живлення, при цьому частка дощового та підземного стоку доволі висока. На південь, в лісостеповій і степовій зонах, характерний тип річок зі сніговим живленням з достатньою підземною складовою, але при незначному дощовому стоці. В цілому по території рівнинні річки на 50 % -80 % живляться талими сніговими водами [32]. Для малих річок частка снігового живлення значно підвищується (до 80 %-100 %), а підземного зменшується до 0-20 % [8].

Вихідні матеріали для характеристики максимального стоку весняного водопілля були залучені з режимних видань [37], [38], [39].

Строки початку водопіль пов'язані з початком весняного сніготанення і в середньому за багаторічний період на розглядуваній рівнинній території України спостерігаються раніше на річках степової зони (20 лютого – 1 березня) та зміщуються до більш пізніх дат при просуванні на північ і північний схід – до 10 - 20 березня.

Дати максимальних витрат чи рівнів води весняних водопіль в середньому за багаторічний період проходять 20 березня майже через всю територію України – з північного заходу на південний схід, зміщуючись в напрямку північно-східних районів до 1-10 квітня, а на крайній південь - до 5-10 березня. Найбільш ранні максимуми відмічені у лютому 1955, 1957, 1974, 1990, 1995,

2002 років, а пізні (друга половина квітня – початок травня) – у 1963, 1982, 1987, 1991, 1996, 2006, 2010 рр. [34].

По рівнинній території України середньобагаторічна тривалість весняних водопіль змінюється від 50-60 діб в північній та центральній частинах до 30-40 діб – на крайньому півдні. Найбільші за тривалістю водопілля (понад 70-90 діб) були відмічені у 1958, 1963, 1970, 1982, 1995 рр., а найбільш короткочасні (10-25 діб) – у 1968, 1974, 1975, 1977, 1981, 1997 рр.

Аналіз формування стоку весняного водопілля рівнинних річок України за багаторічний період спостережень показує, що він не залишається незмінним. Відмічені в останні десятиріччя глобальні зміни атмосферної циркуляції північної півкулі [32], [42], [43], які призвели до коливання кількості опадів, підвищення зимових температур повітря і зменшення снігоутворення на території країни, певним чином впливають й на циклічність коливань та зміни річкового стоку за сучасних кліматичних умов, що відзначено авторами [11], [33], [44], [45], [46], [47], [48], [49], [52] та ін.

В роботі В.І. Вишневського і О.О. Косовця [33] відзначається, що в останні десятиріччя спостерігається тенденція до зменшення максимальних витрат води весняного водопілля на річках. Це зумовлено зростанням температури повітря (особливо у зимовий період) і, як наслідок, зменшенням висоти снігового покриву і, взагалі, снігонакопиченням у період з вісімдесятих років. Дослідження В.В.Гребеня [11] показали, що на рівнинній території України величина зменшення весняного максимуму за останні два десятиріччя становить в середньому 57 %, змінюючись від 43 %-48 % на заході і південному заході до 62 % -69 % - на півдні і південному сході.

В роботі здійснено аналіз багаторічних змін у рядах гідрологічних спостережень періоду весняного водопілля в різних частинах досліджуваної території і з найбільш тривалими гідрологічними рядами. Були побудовані хронологічні графіки – як для шарів весняного стоку (рис.1.22 - рис.1.25), так і для максимальних витрат води весняного водопілля (рис.1.26 - рис.1.29).

Графіки свідчать про наявність сталої, майже у сторічний період, тенденції до зменшення стокових характеристик весняного водопілля на річках.

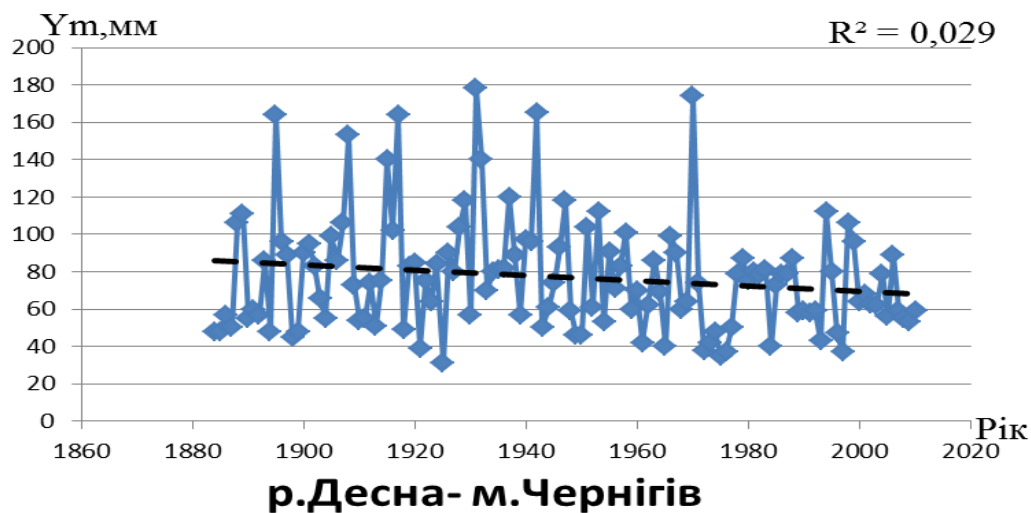


Рисунок 1.22 - Хронологічні графіки шарів стоку весняного водопілля на деяких рівнинних річках України (р.Десна-м.Чернігів)

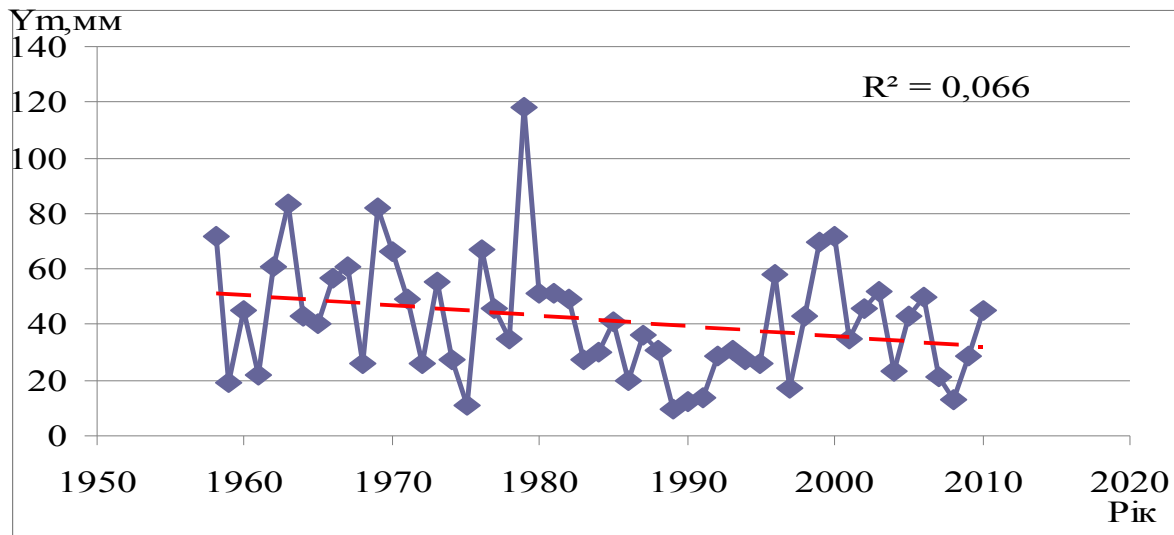


Рисунок 1.23 - Хронологічні графіки шарів стоку весняного водопілля на деяких рівнинних річках України (р. Горинь – с. Деражне, басейн р.Прий'ять)

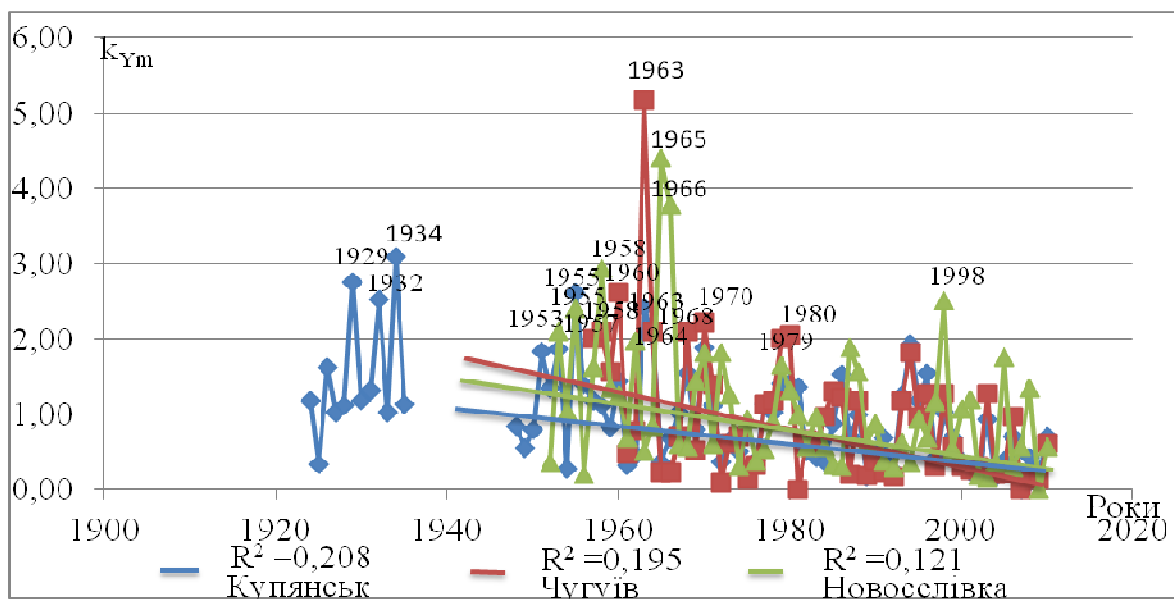


Рисунок 1.24 - Хронологічні графіки шарів стоку весняного водопілля на деяких рівнинних річках України (басейн р. Сіверський Донець, у вигляді модульних коефіцієнтів)

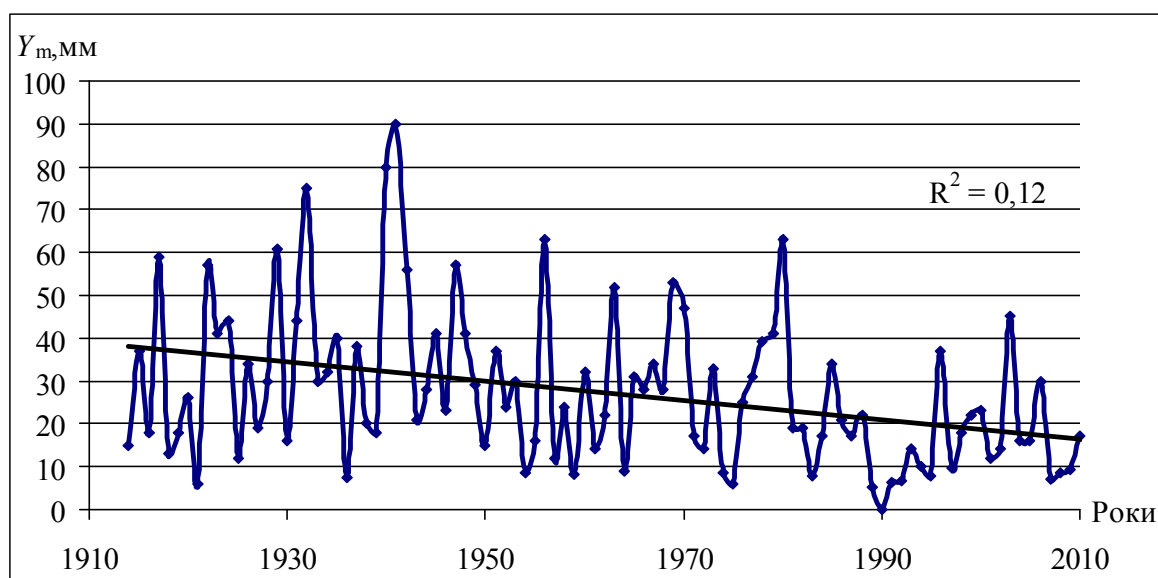


Рисунок 1.25 - Хронологічні графіки шарів стоку весняного водопілля на деяких рівнинних річках України (р.Південний Буг - смт Олександрівка)

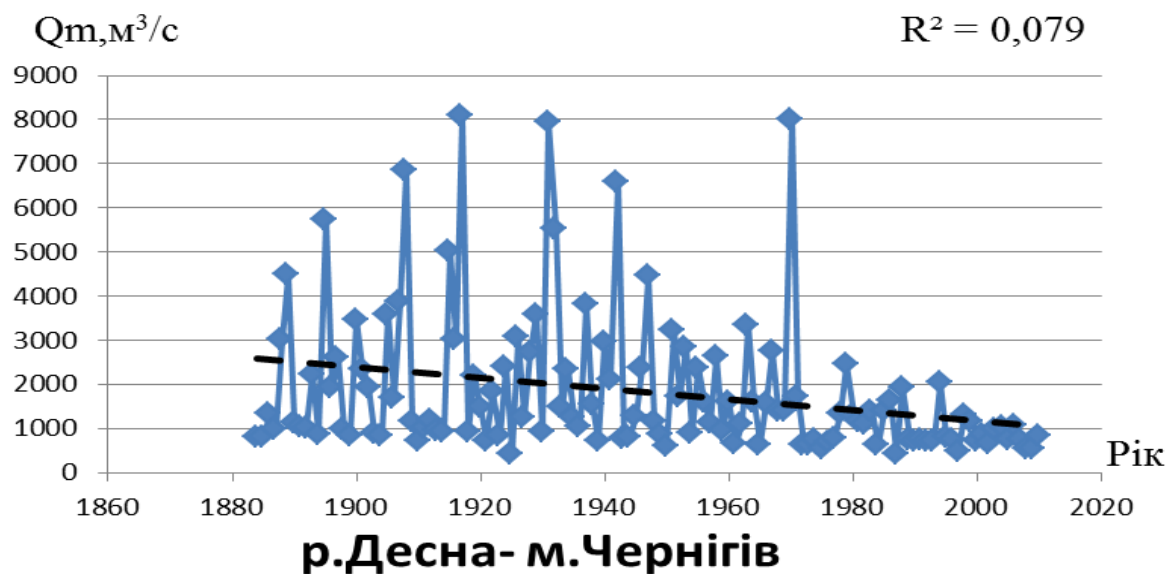


Рисунок 1.26 - Хронологічні графіки максимальних витрат води весняного водопілля на деяких рівнинних річках України (р.Десна-м.Чернігів)

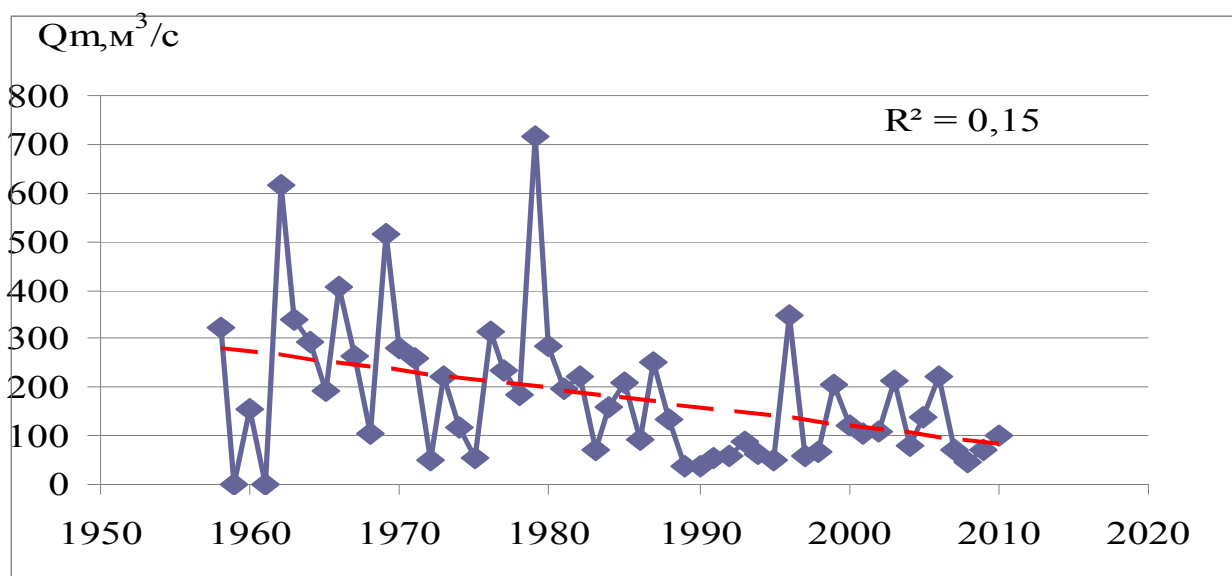


Рисунок 1.27 - Хронологічні графіки максимальних витрат води весняного водопілля на деяких рівнинних річках України (р. Горинь – с. Деражне, басейн р.Прий'ять)

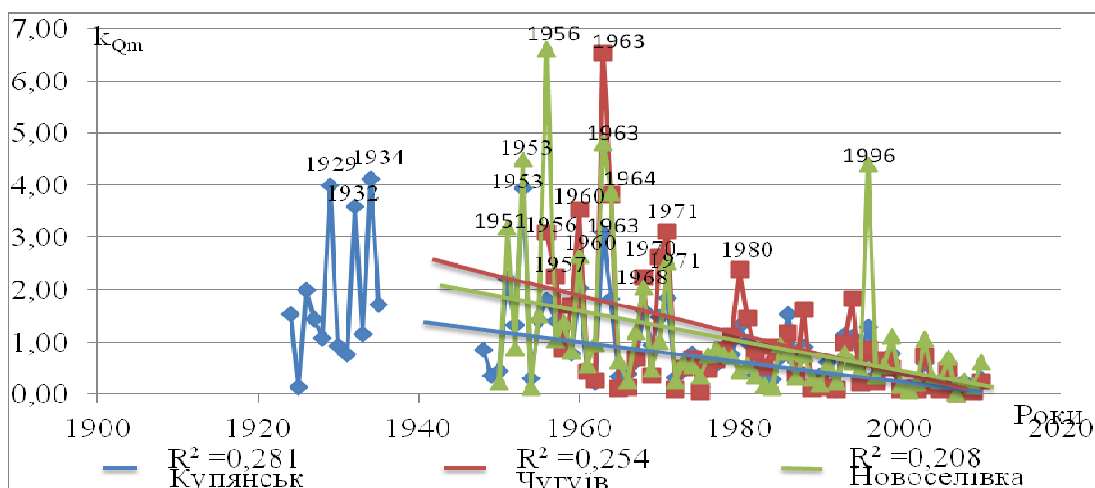


Рисунок 1.28 - Хронологічні графіки максимальних витрат води весняного водопілля на деяких рівнинних річках України (басейн р.Сіверський Донець, у вигляді модульних коефіцієнтів)

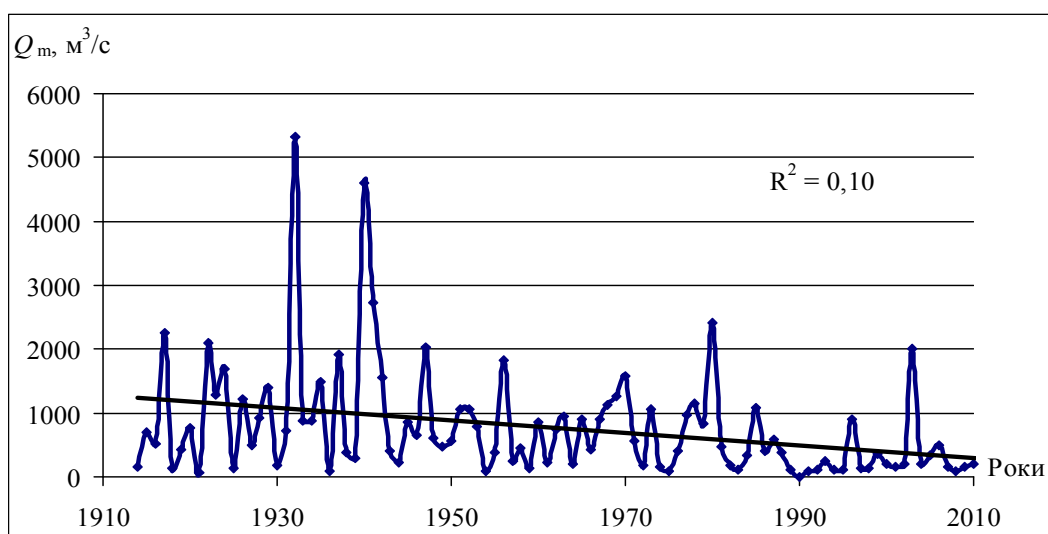


Рисунок 1.29 - Хронологічні графіки максимальних витрат води весняного водопілля на деяких рівнинних річках України (Південний Буг - смт Олександрівка)

1.9 Загальна характеристика природних умов Закарпаття

Особливість Закарпаття визначають його межі, загальна довжина яких становить 460 км. На півночі і північному сході (Велико-Березнянський, Воловецький, Межгірський, Тячівський, Рахівський райони) Закарпаття межує зі Львівською (85 км) та Івано-Франківською (180 км) областями; на північному заході (Великоберезнянський район) – з Польщею – державний кордон довжиною 33,4 км; на заході (Ужгородський, Перечинський райони) – зі Словаччиною – довжина державного кордону 98,5 км; на півдні (Ужгородський, Берегівський, Виноградівський райони) – з Угорщиною – державний кордон довжиною 130 км; на південному сході (Рахівський, Тячівський, Хустський райони) – з Румунією – довжина державного кордону 205,4 км. В межах України площа басейну 12,8 тис. км², з яких 4/5 займають гори і 1/5 рівнини [47], [48], [49].

На висоті 440 м над рівнем моря в р. Дунай з лівого берегу на територію Сербії на 1218 м від гирла впадає р. Тиса. Загальна довжина річки 966 км, площа водозбору – 157000 км², в межах України відповідно 201 км і 12700 км², загальне падіння річки 336 м, середній ухил – 1,2 ‰, середній зв'язаний – 1,6 ‰.

По території України р. Тиса протікає головним чином в західному напрямку, частково по кордону з Угорщиною та Румунією. Територія Закарпатської області перерізана густою мережею річок. Середня щільність річкової мережі – 1,7 км/км² [47]. Всього в області протікає 9426 річок сумарною довжиною 19723 км. Загальна довжина 155-ти річок, кожна з яких довша 10-ти км, становить 3,43 тис. км. З них річки Тиса, Боржава, Латориця та Уж мають довжину більше 100 км кожна.

Загальна протяжність річки Тиси 967 км, з них в межах України – 262 км. На території області вона приймає праві притоки: річки Косовська (41 км), Тересва (56 км), Теребля (91 км), Ріка (92 км), Боржава (106 км). Довжина р. Латориця 191 км, (в межах області - 144 км), річки Уж - 133 км (в межах області - 107 км) [48].

Розподіл і зміна рослинності по території Закарпаття пов'язані зі зміною кількості тепла і вологи, тому на рівнині зміна рослинного покриву підпорядкована горизонтальній зональності, в гірських системах – вертикальній поясності. Характерний ряд поясів: передгірський (широколистяні ліси), низькогірський (букові ліси), верхньогірський (темно-хвойні ліси), субальпійський (соснове криволісся), високогірський (мохово-сланцеві верещатники і лучні пустища).

Ліса займають 48 % території басейну р. Тиса. Найбільш поширеними є ялинкові, букові і дубові ліси. Крім розглянутих лісів зустрічаються менш поширені ялицеві, бучно-ялицеві, грабові, буково-дубові, вільхові і інші ліси.

Вище природної верхньої межі лісів простягається смуга заростей сланких чагарників із сосни гірської, вільхи зеленої і ялівця сибірського.

Справжні луки більш-менш рівномірно зустрічаються в усіх поясах. Крім суходольних, доволі поширені і заплавні справжні луки.

Основним фактором, який знижує гідрологічну роль лучної рослинності, є надмірний і безсистемний випас. Він спричиняє ущільнення ґрунту в 5-10 разів і тим самим збільшує поверхневий стік.

Одним з вирішальних факторів у сучасному територіальному розташуванні рослинного покриву є господарська діяльність людини. Під її впливом зменшилася лісистість передгірських і низькогірських районів, значно знизилася верхня межа лісу, змінилися видовий склад, просторова структура та продуктивність лісних і лучних співтовариств.

В 2002 році Кабінет Міністрів України затвердив Державну програму «Ліси України», що визначає розвиток лісового господарства країни до 2015 року. Ця програма стосується всіх основних лісокористувачів України. У результаті її реалізації до 2015 року лісистість території нашої країни повинна збільшитися з 15.6 % до 16.1 %.

Територію басейну р. Тиса можна віднести до області континентально-європейського клімату [50], [51]. Тут клімат має багато загальних характерис-

тик, властивих клімату Угорщини та північної частини Балкан, він визначається загальною циркуляцією атмосфери над Європою і широтою місцевості.

Карпати вносять місцеві зміни в кліматичні процеси, затримують переміщення повітряних мас, підсилюють риси континентальності, вносять зміни до напрямку вітрів [52]. Під впливом радіаційних і циркуляційних процесів і рельєфу на даній території формується помірно континентальний клімат з надмірним і достатнім зволоженням, нежарким літом, м'якою зимою і теплою осінню. Взимку переважають південно-західні і західні вітри, частіше холодні північно-східні і північні вітри, в літку переважають західні вітри і південно-східні.

Мінімальні температури повітря спостерігаються переважно у січні, максимальні – в липні. Середньорічна температура в Закарпатській низовині становить 9 °C -10 °C [48].

Найбільша кількість опадів випадає в східній частині басейну, у верхів'ях басейнів річок Тересва і Теребля (більш, ніж 1500 мм в рік), передгір'ях – 800-1000 мм, з просуванням до низовини їх кількість зменшується до 700 мм. На вулканічних острівних пагорбах, що підіймаються на рівнині, кількість опадів збільшується до 800-900 мм. В цілому західні схили зволожені більше інших.

Сума опадів за холодний період року (листопад – березень) становить 151 мм-514 мм, а за теплий – (квітень – жовтень) – 382 мм -1162 мм.

Річна сума опадів коливається від 533 мм (м. Бажево) до 1558 мм (м. Міжгір'я).

Стійкий сніговий покрив встановлюється не щорічно. На рівнині кількість днів за зиму зі сніговим покривом коливається від 10-15 днів до 80-85 днів, в горах ці показники зростають, в гірських долинах річок Чорна Тиса і Біла Тиса кількість днів зі сніговим покривом знаходиться у межах від 60-70 до 140 днів.

Висота снігового покриву незначна. Середня з найбільших декадних висот за зиму на рівнині становить від 16 см (м. Берегово) до 24 см (м. Мукачеве).

Впродовж зими в низовині і передгірській зоні сніговий покрив кілька ра-

зів може утворюватися і сходити, тому що спостерігаються часті відлиги, що супроводжуються дощем.

В межах Закарпатської області мережа гідрологічних постів нараховувала більш 70 пунктів, на 30 з яких проводились гідрологічні і гідрохімічні спостереження. Найбільш охопленою спостереженнями є р. Ріка, в басейні якої існує Закарпатська воднобалансова станція (з 1957 року).

Розподілення кількості стокових пунктів за площею водозбору приведено у табл.1.2

Таблиця 1.2 - Розподіл стокових пунктів в басейні річки Тиса (в межах України) за розміром площ водозборів

Характеристика	Площа водозборів, км ²					Усього
	≤100	101-500	501-1000	1001-5000	5001-10000	
Кількість постів	4	15	4	8	3	34
% від загальної кількості	11,8	44,1	11,8	23,5	8,8	100

Коефіцієнт густоти річкової мережі перевищує 0,5 км/км², а місцями навіть більше 1 км/км². Дуже добре розвинута мережа водотоків, які мають довжину менше 10 км. Це сприяє дуже швидкому скиду води, що надходить на басейн.

Заплави річок переривчасті, зустрічаються на окремих ділянках вузькими смужками, рідко розширюючись до 100 м -150 м. Русла порожисті, вузькі (5 м - 30 м), звивисті, захащені великими каменями, глибини порядку 0,2 м-1,0 м, берега русел круті і стрімчасті, висотою 1 м - 3 м. Падіння їх значне, особливо в верхів'ях.

З 34 пунктів більша частина має тривалість спостережень від 20 до 55 років (табл.1.3). Як видно з таблиці, більшість постів (70,6 %) мають ряди спостережень тривалістю, що перевищують 30 років (станом на 2010 рік).

Таблиця 1.3 - Кількість пунктів з різною тривалістю рядів спостережень по стоку річок

Характеристика	Тривалість спостережень, роки							Усього
	21-25	26-30	31-35	36-40	41-45	46-50	51-55	
Кількість постів	4	6	5	4	9	3	3	34
% від загальної кількості	11,8	17,6	14,7	11,8	26,5	8,8	8,8	100

1.10 Особливості формування паводків на гірських річках Кримського півострову

Географічне положення. Гірський Крим займає південну частину Кримського півострова. Гори тягнуться вздовж берегу Чорного моря на 150 км - 160 км від Севастополя на заході до Феодосії - на сході. Максимальна їх ширина 50-60 км (рис.1.30).

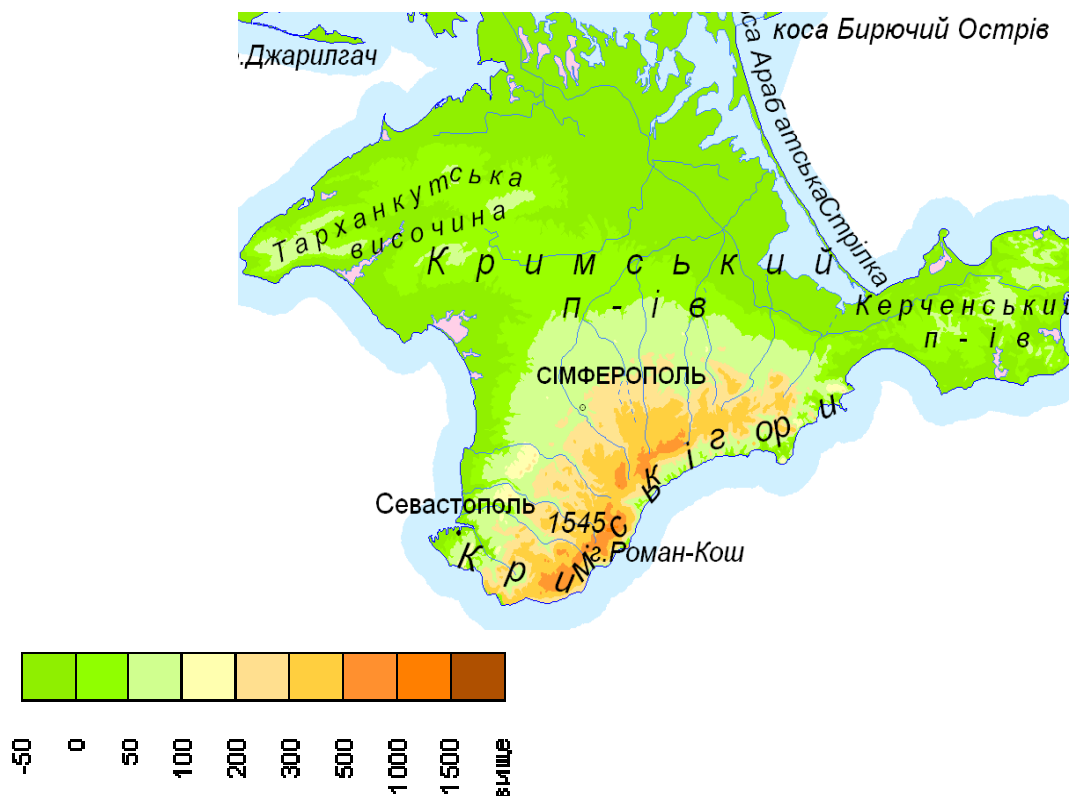


Рисунок 1.30 - Карта-схема географічного положення Криму [53]

Орографічною особливістю Гірського Криму є наявність гірських гряд, які поступово знижуються на північ: Головної, передгірної Внутрішньої і передгірної Зовнішньої [51].

Головна гряда звернена до моря і являє собою ланцюг гірських вершин і нагірних плато (яйл). Починається вона біля мису Фіолент поблизу Севастополя і тягнеться в східному і північно-східному напрямках, сходячи нанівець в районі Феодосії (мис Іллі). Висота головної гряди сильно коливається. Біля мису Айя вона становить 557 м над рівнем моря, а потім все більше зростає і вже на Ай-Петрі досягає 1300 м. Найвищі масиви: Бабуган-яйла і Чатир-Даг перевищують висоту 1500 м. Найвища точка Криму - г.Роман-Кош, розташована на Бабугані має висоту 1545 м. На сході Головну гряду складають масиви Демерджи і Карабі-яйла. На північ від Головної гряди простяглися дуги хребтів Внутрішньої і Зовнішньої гряд, які часто іменують передгір'ям.

Внутрішня гряда починається Інкерманськими висотами в районі Севастополя, проходить через Бахчисарай, Сімферополь і майже зникає в районі Старого Криму. Її найбільша висота 766 м (м. Кубалач).

Зовнішня гряда добре простежується тільки від Севастополя до Сімферополя. Висота її коливається від 140 м до 362 м (м. Куш-Кая).

Найбільші масиви Головної гряди складені вапняками, що зумовило активний прояв у Гірському Криму карстових процесів і виникнення карстових форм: воронок, шахт, печер, і так далі.

Хребти Гірського Криму представляють собою форму куест - гір з асиметричними протилежними схилами. Північні схили Кримських гір пологі, а південні - круті, і часто, обривисті.

Річки західної частини північного схилу Кримських гір: в цю групу входять найбільш значні за протяжністю та водністю річки півострова (з півночі на південь) - Альма, Кача, Бельбек і Чорна. Їх загальна довжина становить 701 км. Густота річкової мережі дорівнює 0,3 км/км². Витоки річок знаходяться на північно-західних схилах Головної гряди Кримських гір, потім річки течуть зі схо-

ду на захід майже паралельно один одному. Приблизно до середини своєї течії вони мають характер, типовий для гірських потоків.

Річки східної частини північного схилу Кримських гір: річки цієї групи беруть початок на північно-східних схилах головної гряди Кримських гір. Потім річки перетинають поздовжню долину,

Внутрішню грядку і виходять на степову рівнину. Впадають в затоку Азовського моря - Східний Сиваш. Слід зазначити, що водність річок у напрямку до гирла значно зменшується, і вони часто губляться на рівнині.

Річки Південного берегу Криму: тут протікають найкоротші річки Криму. Довжини річок, в основному, не перевищують 10 км. Найдовша річка Південного узбережжя - Таракташ, що протікає через місто Судак, має довжину 22 км. Невеликі й водозбірні площі цих річок, що становлять 20 км² -50 км² у західній частині та 75 км² -100 км² в східній частині Південного берегу Криму [54].

Ґрунти та рослинність.

Різноманітність природно-історичних умов формування Кримського півострова призвело до утворення ґрунтового покриву, різного за своїм розвитком, хімічним складом і водно-хімічними властивостями [53].

Ґрунтовий покрив неоднорідний. В основному представлений чорноземами південними, луговими, темно-каштановими, гірськими, дерново-карбонатними ґрунтами і солонців.

Значні площі в гірському Криму займають гірські лісові щебеневі ґрунти. Вони сформувалися під буковими, дубовими, змішаними і сосновими лісами на верхніх, середніх і північних нижніх частинах схилів Головної гряди гір.

На Південному березі до висоти 300 м - 500 м, а також у західній частині передгір'я в поясі між чорноземами і гірськими лісовими бурими ґрунтами поширені коричневі гірські ґрунти сухих лісів і чагарникових заростей субсередземноморського типу.

Рослинний покрив Кримського півострову відрізняється великою різноманітністю. Тут спостерігаються найрізноманітніші типи рослинності, від пустельних солянкових співтовариств засолених низовин Присивашся і ковилово-

типчакових степів Керченського півострова до дубових, букових і хвойних лісів, що формуються в гірських поясах. Платоподібна вершина головної гряди Кримських гір зайнята своєрідними густотравними луковими степами або луками.

Особливості клімату Криму визначаються найголовнішими факторами кліматотворення: радіаційним режимом, своєрідністю циркуляції атмосфери, впливом Чорного моря та характером рельєфу.

На формування клімату великий вплив має підстильна поверхня, тобто поверхня, з якою взаємодіє сонячне випромінювання і атмосфера. Так, температура ґрунту і приземного повітря залежить також від рослинного і снігового покриву. Густий трав'яний покрив зменшує добову амплітуду і середню температуру ґрунту, а отже, і повітря. Великий контраст при денному сонячному нагріванні і нічному охолодженні влітку характерний для поверхні, представленої пухкої темної ґрунтом, для асфальтованих майданчиків, галечникових пляжів.

За характером *температурного режиму* в Криму чітко виділяються три окремих райони:

- степова частина з континентальним кліматом;
- Чорноморське побережжя;
- гірський район з вертикальною зональністю клімату.

З лютого починається підвищення температури. Особливо інтенсивно воно від березня до квітня і від квітня до травня; в ці місяці значно зростає сумарна сонячна радіація, зменшується хмарність, збільшується роль трансформації повітряних мас. Літом підвищення температури сповільнюється. У липні на всьому Кримському півострові середня температура повітря становить 22 °С - 23 °С, на Південному березі 23 °С-24 °С, у передгір'ях вона знижується до 20°С-22 °С, а на найбільш високих ділянках Кримських гір - до 16 °С-17 °С. Середня температура літніх місяців стійка. У липні коливання її складаються в межах 6°С-7 °С, що пояснюється малою активністю процесів циркуляції. З серпня починається невелике зниження середньої температури. У вересні зниження температури стає більш значним і охоплює весь Крим. Восени температура особ-

ливо різко падає від жовтня до листопада. У горах зниження температури, виражене в градусах на кожні 100 м висоти, становить: у січні 0,65, у квітні 0,57, у липні 0,72, у жовтні 0,55 і за рік 0,62 [54].

Атмосферні опади відрізняються. Однією з найважливіших складових формування гідрологічного режиму річок є опади. Кримський півострів розташований в зоні недостатнього зволоження. Кількість опадів, що випадають на його територію, відрізняється великою мінливістю в просторі і в часі, що обумовлено своєрідним морським оточенням і змінюється від 350 мм (рівнинний Крим) до 1300 мм (Гірський Крим) на рік.

Річний хід опадів по всій території має два максимуму - зимовий та літній, проте переважання того або іншого максимуму залежить від району [54].

У Криму 80-85 % річної суми опадів випадає у вигляді дощу. На частку твердих опадів припадає менше 10 %, а змішаних – 5 %-8 %. Число днів з дощами коливається від 80-130 в степових районах, до 150-170 - в горах. Влітку в Криму спостерігається не більше 5-10 днів з дощами за місяць.

Найбільш часті дощі взимку, коли через Крим проходять циклони. В весняні місяці (а також восени) дощ може продовжуватись 20-40 годин. В будь-який з зимових місяців майже половина днів буває з дощами або снігом.

На гірських Кримських річках зливи викликають паводки, які супроводжуються зносом розмивних гірських порід. По суті при сильних зливах стікає не вода, а суміш її з землею і камінням. Такі потоки приносять велику шкоду: руйнують мости, розмивають дороги, змивають родючий шар ґрунту. Зливи одночасно ніколи не охоплюють весь Крим. Зазвичай вони випадають в якому-небудь одному районі. Найчастіше зливи спостерігаються в межах однієї доби і лише взимку можливі протягом декількох днів поспіль [54].

Формування паводків дощового походження пов'язане з випаданням опадів зливого характеру, але, як відомо, зливи охоплюють порівняно невеликі за площею водозбори [55].

Сніговий покрив з'являється щорічно, але відрізняється великою нестійкістю, за винятком гірських районів. Для зими характерні чергування відлиг з

морозними періодами. В горах сніговий покрив з'являється раніше, вже в другій декаді листопада; на рівнинних та передгірних районах пізніше – на початку грудня, на Південному березі - в кінці грудня. В окремі роки сніговий покрив може сформуватися значно раніше або пізніше приведених вище строків. На Південному березі Криму найбільш раніше формування снігового покриву можливо в кінці жовтня - початку листопада, найбільш пізніше - в середині січня або лютого.

Стійкий сніговий покрив (такий, який лежить 30 днів та більше з переривами в 3 дні, або без перериву) щорічно відмічається тільки в горах, на висоті 400 м - 600 м, рідко – 200 м. В степових та передгірних районах стійкий сніговий покрив формується лише 3-4 рази в десятиріччя, а на Південному березі один раз в 10-20 років. На Південному березі сніг, який випадає, відразу розтає.

На яйлах в осінній період випадають переважно тверді опади (близько 50-60 % твердих опадів за рік).

Висота снігового покриву збільшується з моменту його формування до середини лютого і до цього часу досягає в степовому та передгірному Криму 1-5, на північних схилах Головної гряди та на яйлах 17 см -28 см. В окремі роки в Криму можливе формування снігового покриву більшої висоти: в степових районах – 15 см – 34 см в передгір'ї – 47 см, на яйлах – 100 см - 150 см.

Сніг на яйлі Чатир-Даг, Ангарському перевалі та Ай-Петрі зазвичай з'являється шаром від 30 м до 1,5 м в січні та може лежати до березня-квітня.

Переважаючими в Криму є вітри північно-східного і південно-західного напрямків. Найбільша інтенсивність вітру спостерігається в зимовий період.

Характерною особливістю річок є їх паводковий режим. Після випадання великої кількості опадів річки перетворюються на бурхливі потоки з витратами, у багато разів перевищують середньорічні значення.

Формування видатних паводків на річках Криму відбувається в основному за рахунок рідких опадів, часто нетривалих, але вельми інтенсивних. Розподіл кількості опадів по території Криму вельми нерівномірний. Відомо, що в горах випадає максимальна кількість опадів, що досягає 950 мм-1300 мм, і на-

впаки, на рівнині - мінімальна кількість – 250 мм - 300 мм на рік. Один дощ зливогого характеру іноді дає одну четверту частину річного кількості атмосферних опадів [54].

Вплив карсту на водний режим річок Гірського Криму. Карст - південно-слов'янське слово і в перекладі означає "країна каменів", тобто кам'яниста місцевість, покрита воронками, печерами, провалами і ін. Слово "карст" походить від найменування нагір'я Карст в Югославії. Тому підземні води, циркулюючи в порожнинах вапняних та інших розчинних порід, отримали назву карстових. Карст поширений в гірській частині Криму. Підземні води розташовуються на різних глибинах. Деякі з них лежать на невеликій глибині (до 3 м - 20 м) і носять назву ґрунтових вод. Другі - залягають на глибинах до сотні і більше метрів і відносяться до числа напірних артезіанських вод [54].

У Гірському Криму, переважно в західній його половині, Яйлинські масиви, куди не заходять навіть верхів'я ерозійних систем, є безстічними областями. Плоский рельєф яйл, складений вапняками, і наявність замкнутих знижень сприяють інтенсивної фільтрації опадів у глибокі водоносні горизонти і надалі їх накопиченню в товщі карстових порід. Території, де поверхневий стік поглинається карстовими порожнинами, утворюють області живлення карсту.

У зв'язку з незбіжністю поверхневого і підземного водозборів річок можливий перерозподіл запасів підземних вод між сусідніми водозборами. Це призводить до того, що водні ресурси окремих водозборів визначаються не кліматичними, а гідрогеологічними умовами. Ця обставина викликає певні труднощі при розробці методик розрахунку водних ресурсів досліджуваної території, оскільки відомості про наявність карсту на водозборах і ступеня його впливу на умови формування стоку носять якісний, а не кількісний характер.

Гідрологічна вивченість і особливості водного режиму річок Гірського Криму. Кримські річки не схожі на річки інших областей України. Їх довжини, площі водозбірних басейнів, а також об'єми стоку невеликі. Однак загальна протяжність річок Криму досягає 5996 км, що майже дорівнює довжині найдовшої річки світу Ніл (6671 км).

Найбільш багатоводні кримські річки - Бельбек, Чорна і Біюк-Карасу. Їх середні багаторічні витрати більше $2 \text{ м}^3/\text{с}$ (для порівняння: середня багаторічна витрата самої багатоводної річки світу Амазонка дорівнює $220000 \text{ м}^3/\text{с}$, річки Дніпро - $1670 \text{ м}^3/\text{с}$, а в голові Північнокримського каналу - $225 \text{ м}^3/\text{с}$).

Гідрографічна мережа розвинена вкрай нерівномірно. Середній коефіцієнт густоти річкової мережі для всієї території становитиме $0,22 \text{ км}/\text{км}^2$.

За своїм водним режимом, згідно з класифікацією Б.Д.Зайкова [1], річки Криму відносяться до річок з паводковий режимом кримського підтипу: паводки спостерігаються переважно в зимово-весняний період. У річному ході рівнів на річках виділяється два періоди: паводковий зимово-весняний або холодний (високі рівні води) і меженний літньо-осінній або теплий (низькі рівні води). У паводковий період проходить 80-95 % усього річного стоку.

На водний режим в першу чергу впливає тріщинуватих вапняків, регулюючих поверхневий і підземний стік. Крім того, однією з особливостей річок Криму є різка деформація їх русел. І нарешті, природний режим більшості річок спотворюється регулюючим впливом штучних водойм, а також забором води на зрошення. У зв'язку з цим відзначаються відмінності у водному режимі для різних водотоків і навіть по довжині одній і тієї ж річки [54].

2 АНАЛІТИЧНИЙ ОГЛЯД СУЧАСНОГО СТАНУ В ГАЛУЗІ РОЗРАХУНКУ І ПРОГНОЗУ ХАРАКТЕРИСТИК ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ РІЧОК УКРАЇНИ

2.1 Загальний огляд структури і параметрів розрахункових формул максимального стоку весняного водопілля на річках України

2.1.1 Формули максимального стоку, засновані на геометричній моделі схилових і руслових гідрографів водопіль

Одномодальне рівняння схилового стоку можна представити у редукційному вигляді [43], [56)

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (2.1)$$

де T_0 - тривалість схилового припливу;

q'_m - максимальний модуль схилового припливу.

У подальшому в результаті інтегрування (2.1) по T_0 шар стоку за водопілля Y_m буде дорівнювати

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = \frac{n}{n+1} q'_m T_0, \quad (2.2)$$

а максимальний модуль схилового припливу

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{T_0} = k_0 Y_m, \quad (2.3)$$

де $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу до руслової мережі.

З редуційного гідрографу руслового стоку [56]

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right] \quad (2.4)$$

Шар стоку за водопілля буде становити

$$Y_m = \int_0^{T_n} q_t dt = \frac{m}{m+1} q_m T_n, \quad (2.5)$$

де q_m - максимальний модуль руслового стоку;

T_n - тривалість водопілля.

Оскільки втрати стоку у русловій мережі і на схилах різняться незначно, то праві частини (2.2) і (2.5) можна об'єднати, тоді

$$q_m = q'_m \left(\frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} \right) \frac{T_0}{T_n}, \quad (2.6)$$

де $\frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} = k_m$ - коефіцієнт розпластування гідрографів руслового стоку;

$T_0 / T_n = k_n$ - коефіцієнт русло – заплавного регулювання водопілля.

Коефіцієнти k_m і k_n змінюються в залежності від розміру водозборів, причому $k_m \cdot k_n = f(F) = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}$.

Тоді (2.6) набуде вигляду

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}} \quad (2.7)$$

Шляхом логарифмування (2.7) отримаємо вираз

$$\lg \frac{q_m}{Y_m} = \lg k_0 - n_1 \lg(F + 1) \quad (2.8)$$

Тангенс кута нахилу лінії зв'язку в (2.8) до лінії абсцис є n_1 , а відрізок $\lg(q_m / Y_m) = f(\lg(F + 1))$ на осі ординат дорівнює k_0 . Спираючись на $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$, у першому наближенні можна встановити для того чи іншого регіону T_0 , причому

$$T_0 = k_p \frac{n+1}{n} / k_0 \quad (2.9)$$

Щодо визначення $\frac{n+1}{n}$, то цей коефіцієнт (часової нерівномірності) можливо встановити шляхом побудови залежності коефіцієнта часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$ від розмірів водозборів.

$$\frac{m+1}{m} = k_p \frac{q_m \cdot T_n}{Y_m}, \quad (2.10)$$

де q_m - максимальний модуль руслового стоку;

T_n - тривалість руслового стоку;

Y_m - шар стоку за водопілля;

k_p - коефіцієнт розмірності.

Розрахунковий коефіцієнт $\frac{n+1}{n}$ встановлюється при екстраполяції параметра $\frac{m+1}{m}$ на нуль (при $F \neq 0$).

Є.Д. Гопченком, Н.С. Лободою, В.А. Овчарук свого часу [56] була обгрунтована обчислювальна схема, за допомогою якої встановлені на основі (2.6) у першому наближенні не лише тривалості схилового припливу T_0 , а й коефіцієнти русло – заплавного зарегулювання водопіль $k_n = T_0/T_n$.

Переважає більшість розрахункових формул дощових паводків і весняних водопіль базується на залежностях максимальних модулів стоку від розміру водозборів [43].

Перша спроба практичного застосування редуційної структури формул належність Д.І. Кочеріну (1932). Вона має вигляд

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (2.11)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу;

q_m - максимальний модуль руслового стоку.

У наукових працях К. П. Воскресенського (1956) і О.О.Соколова (1970) запропонований параметр q'_m , представлений в залежності від загального шару стоку Y_m , тобто

$$q'_m = k_0 Y_m, \quad (2.12)$$

де k_0 - коефіцієнт схилової трансформації водопіль

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}, \quad (2.13)$$

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт «дружності» весняного водопілля (за термінологією СНіП 2.01.14 – 83 і СН 435 – 72).

З урахуванням (2.12) формула (2.11) набула вигляду

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + \epsilon)^{n_1}}, \quad (2.14)$$

де Y_m - шар стоку за паводок (водопілля).

У редакції СНіП 2.01.14 – 83, з метою урахування уповільнення редуції водопілля в області невеликих водозборів ($b \leq 10 \text{ км}^2$), у знаменник (2.14) внесено додаткову площу розміром $b = 1.0$ (тундрова і лісотундрова географічна зони), лісостепова зона ($b = 2 \text{ км}^2$), степова і посушливих степів та зона напівпустель ($b = 10 \text{ км}^2$).

Авторами підручника [58] доведено, що наявність у знаменнику базової структури параметра $b > 1.0$ суперечить природі редуції максимальних модулів стоку, оскільки відношення q_m / q'_m при $b > 1.0$ становить $(1/b^{n_1}) < 1.0$.

Є.Д. Гопченком і М.Є. Романчук були запропоновані обчислювальні процедури щодо встановлення тривалості схилового припливу T_0 за допомогою розрахункової формули [57]:

- при тривалості схилового припливу T_0 , що перевищує руслове добігання t_p

$$\frac{nq_m}{Y_m \epsilon_F} T_0^{n+1} - (n+1)T_0^n + \frac{m_1 + 1}{n + m_1 + 1} t_p = 0; \quad (2.15)$$

- при $t_p > T_0$

$$\frac{1}{m_1 + 1} T_0^{m_1} + \frac{m_1(n + m_1 + 1)}{(n+1)(m_1 + 1)} \left[\frac{q_m}{Y_m \epsilon_F} t_p - \frac{m_1 + n + 1}{n + 1} t_p^{m_1} \right], \quad (2.16)$$

m_1 - степеневий показник у рівнянні руслових ізохрон;

ε_F - коефіцієнт русло – заплавного регулювання водопіль.

Не зупиняючись детально на використанні наведених вище підходів, зауважимо лише, що значні похибки можливі із застосуванням складових формул русло – заплавного регулювання ε_F та тривалості водопіль схилового припливу T_0 [57].

Авторами пропонується дещо інший (і більш простий) науково – методичний підхід, за допомогою якого визначаються окремі «не вимірювані» геофізичні і географічні характеристики схилового і руслового стоку.

Встановлена емпіричним шляхом залежність між модулями максимального стоку водопіль q_m і розмірами водозборів F описується рівнянням

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}} \quad (2.17)$$

або

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + \varepsilon)^{n_1}}, \quad (2.18)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу;

k_0 - коефіцієнт трансформації схилового припливу;

Y_m - шар стоку за водопілля.

Параметри формули (2.18) можна отримати шляхом спрощення її структури, а саме

$$q_m / Y_m = \frac{k_0}{(F + 1)^{n_1}} \quad (2.19)$$

В результаті логарифмування (2.19) набуде вигляду

$$\lg\left(\frac{q_m}{Y_m}\right) = \lg k_0 - n_1 \lg(F + 1) \quad (2.20)$$

Вихідні дані, отримані в результаті статистичної обробки часових рядів q_m та Y_m для розрахункових забезпеченостей $P\%$, у подальшому представляються графічно з використанням структури (2.20), тобто

$$\lg \frac{q_p}{Y_p} = f \lg(F + 1) \quad (2.21)$$

Параметр k_0 є відрізком на осі ординат при $F = 0$, а степеневий показник n_1 - тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис.

2.1.2 Диференціальне рівняння руслового стоку в редакції А.М. Бефані (1958)

Воно має вигляд

$$V \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha B_t q'_t, \quad (2.22)$$

де V - швидкість руслового добігання;

ω - площа живого перерізу;

α - коефіцієнт густоти річкової мережі;

B_t - ширина водозборів по ізохронах руслового добігання;

q'_t - модуль схилового припливу води у річкову мережу.

З метою інтегрування (2.22) складається допоміжна система [58]

$$\frac{dx}{V} = \frac{dt}{1} = \frac{d\omega}{\alpha B_t q_t} \quad (2.23)$$

На основі (2.23) часткові інтеграли дорівнюють

$$x = Vt + C_1$$

і

$$\omega = \alpha \int B_t q'_t + C_2 \quad (2.24)$$

Початкові умови: $t = 0$; $\omega = 0$; граничні умови: $x = 0$; $\omega = 0$.

Застосовуючи початкові і граничні умови, встановлено, що у першому випадку

$$\omega = \alpha \int_0^t q'_t B_t dt; \quad (2.25)$$

у другому

$$\omega = \alpha \int_{t-tp}^t q'_t B_t dt \quad (2.26)$$

Максимальні витрати води і модулі стоку залежать від співвідношення між тривалістю схилового припливу T_0 і руслового добігання t_p .

Зокрема, при $t_p > T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2, \quad (2.27)$$

де k_2 - гідрографічний коефіцієнт

$$k_2 = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t dt}{B_{сеп} \int_0^{T_0} q'_t dt} \quad (2.28)$$

За умови $t_p < T_0$

$$q_m = V\omega_m = \frac{Y_{tp}}{t_p} k_1, \quad (2.29)$$

де k_1 - гідрографічний коефіцієнт

$$k_1 = \frac{\int_0^{t_p} q'_t B_t dt}{B_{сер} \int_0^{t_p} q'_t dt} \quad (2.30)$$

Узагальнення розрахункових рівнянь (2.27) і (2.30) буде становити

$$q_m \frac{Y_m}{t_r} k_\varepsilon \varphi, \quad (2.31)$$

де φ - коефіцієнт діючого шару стоку і при $t_p < T_0$

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{(n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.32)$$

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

при $t_p \geq T_0$

$$\varphi = 1.0; \quad (2.33)$$

k_ε - гідрографічний коефіцієнт, який дорівнює $k_\varepsilon = k_2$ (при $t_p > T_0$) і $k_\varepsilon = k_1$ (при $t_p < T_0$).

У подальшому структура (2.29) була доповнена параметром, зв'язним з русло – заплавним зарегулюванням паводків (водопіль) $\varepsilon_n \leq 1.0$.

Щодо k_1 і k_2 , то [58]

- при $t_p > T_0$

$$k_2 = \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1}; \quad (2.34)$$

- при $t_p < T_0$

$$k_1 = \frac{1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n}{1 - \frac{1}{n} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n}, \quad (2.35)$$

де m_1 – показник степені у рівнянні руслових ізохрон;

n – степеневий показник у рівнянні гідрографів схилового припливу.

Нижньою границею для k_2 буде одиниця (при $t_p / T_0 = 0$), а верхньою –

$$\frac{m_1 + 1}{m_1}.$$

2.1.3 Розрахункова база для визначення характеристик максимального стоку водопіль, заснована на розгорнутій моделі руслових ізохрони

Перспективними можна вважати теоретичні моделі, засновані на розгорнутій теорії руслових ізохрон:

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \sum_{tp} q'_t B_t \Delta t; \quad (2.36)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \sum_{T_0} q'_t B_t \Delta t \quad (2.37)$$

Коли $\Delta t \rightarrow 0$, рівняння (2.36) і (2.37) у інтегральному вигляді запишуться наступним чином:

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt ; \quad (2.38)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt \quad (2.39)$$

Підінтегральні функції q'_t , B_t і ε_t для зручності представлені у редукційному вигляді.

Приймаючи до уваги відсутність безпосередніх спостережень за процесами русло – заплавної трансформації паводкових (повеневих) хвиль, здійснимо в рівняннях (2.38) і (2.39) осереднення ε_t по t_p і T_0 , відповідно. Тоді

- при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{np} = V \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt ; \quad (2.40)$$

- при $t_p > T_0$

$$(Q_m)_{np} = V \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} q'_t B_t dt \quad (2.41)$$

Відношення Q_m до $(Q_m)_{np}$ позначимо коефіцієнтом k_ε , причому

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_\varepsilon \quad (2.42)$$

Звідки

$$Q_m = k_\varepsilon (Q_m)_{np} = V \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon q'_m B_m \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right] dt =$$

$$V \varepsilon_F q'_m B_m t_p \frac{m_1}{m_1 + 1} \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]. \quad (2.43)$$

Максимальний модуль стоку q_m дорівнює

$$q_m = q'_m \frac{B_m}{B_{сер}} \frac{m_1}{m_1 + 1} \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F \quad (2.44)$$

Згідно [58], відношення $\frac{B_m}{B_{сер}} = \frac{m_1 + 1}{m_1}$

З урахуванням (2.44)

$$q_m = q'_m \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F \quad (2.45)$$

Введемо позначення:

$\psi(t_p / T_0) = q_m / q'_m$ (при $\varepsilon_F = 1.0$) – коефіцієнт розпластування повнених хвиль.

У розгорнутому вигляді (при $t_p < T_0$)

$$\psi(t_p / T_0) = \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F \quad (2.46)$$

За умови $t_p > T_0$

$$(Q_m)_{np} = V \bar{\varepsilon}_{T_0} = \int_0^{T_0} q'_t B_t dt, \quad (2.47)$$

$$Q_m = k_\varepsilon \bar{\varepsilon}_{T_0} V q'_m B_m \int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right] dt \quad (2.48)$$

Максимальний модуль стоку q_m , виходячи з (2.48), буде становити

$$q_m = q'_m \frac{B_m}{B_{сер}} \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1+1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right] \varepsilon_F \quad (2.49)$$

Коефіцієнт руслової трансформації паводків запишеться (при $t_p > T_0$) у редакції

$$\psi(t_p / T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1+1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right] \quad (2.50)$$

В узагальненому вигляді розрахункова формула максимального стоку на-
буде вигляду

$$q_m = q'_m \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F, \quad (2.51)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m \quad (2.52)$$

2.1.4 Розрахункова база для визначення характеристик максимального стоку річок, яка використовуються за рубежом

За рубежом для розрахунку характеристик максимального стоку річок (переважно дощових паводків на них) застосовуються методики гідрологічної аналогії, аналізу максимумів максимумів і так звані формули повторюваності (Джервіна, Майєрса, У. Раффа) [59,60]. В Італії і Центральній Африці [59] поширена формула об'ємного типу

$$q_m = \frac{H_\tau \eta}{\mu t_p} f, \quad (2.53)$$

де H_τ - дощові опади за розрахунковий період τ

Але найбільш поширеними є формули граничної інтенсивності (раціональний метод) [61]

$$q_m = \eta(\bar{a}_\tau), \quad (2.54)$$

Більшість проектувальників користується емпіричними формулами.

2.1.5 Методика, що пропонується для нормування розрахункових характеристик максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Дніпро за відсутності матеріалів безпосередніх спостережень

До цього часу за відсутності матеріалів спостережень за гідрологічним режимом річок України розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля на них визначаються за емпіричною формулою

$$q_{P\%} = \frac{k_0 Y_{P\%}}{(F + b)^{n_1}} \delta \mu \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (2.55)$$

де k_0 - параметр, який характеризує дружність весняного водопілля;

$q_{P\%}$ - максимальний модуль весняного водопілля забезпеченістю $P\%$;

$Y_{P\%}$ - розрахунковий шар стоку весняного водопілля забезпеченістю $P\%$;

μ - коефіцієнт, який урахує нерівність статистичних параметрів шарів стоку і витрат води;

δ - коефіцієнт для урахування регулювання водопіль водоймами проточного типу (озер, водосховищ, ставків);

b - коефіцієнт зменшення редуції в області невеликих водозборів;

δ_1 - коефіцієнт залісеності;

δ_2 - коефіцієнт заболоченості;

δ_3 - коефіцієнт для урахування редуції, пов'язаної з агротехнічними заходами на басейні (при $F < 200 \text{ км}^2$).

Коефіцієнт дружності водопілля k_0 визначається оберненим шляхом з формули (2.55), як аналога для розрахункового водозбору.

Інші параметри формули (2.55) встановлюються за допомогою нормативних рекомендацій. Деякі з них картовані або представлені у табличному вигляді.

Слід зауважити, що така методика є чинником похибок, величину яких важко оцінити.

Виходячи з наявності значної кількості параметрів, розрахункова методика потребує спрощення. Автори пропонують скористатись теоретичною базою, що обмежена зменшеною кількістю розрахункових параметрів.

Зокрема, вихідний гідрограф стоку приймається у редуційній одномодальній структурі [57]

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right], \quad (2.56)$$

де q_m - максимальний модуль весняного водопілля;

T_n - тривалість водопілля.

Після інтегрування (2.56) отримаємо вираз для шару стоку водопілля

$$Y_m = q_m T_n \frac{m}{m+1} \quad (2.57)$$

Звідки

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (2.58)$$

де $\frac{m+1}{m} = \frac{q_m T_n}{Y_m}$ - коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку.

Помножимо чисельник і знаменник (2.58) на k_0 , тоді

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{k_0 Y_m}{T_n k_0} \left(\frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} \right) q'_m \frac{T_0}{T_n}, \quad (2.59)$$

де $k_0 Y_m = q'_m$ - максимальний модуль схилового припливу;

$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$ - коефіцієнт схилової трансформації водопілля;

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

$\frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} = k_m$ - коефіцієнт трансформації гідрографів стоку водопілля;

$\frac{T_0}{T_n} = k_n$ - коефіцієнт русло – заплавного зарегулювання водопілля.

Після підстановки k_m, k_n в (2.59) отримаємо

$$q_m = q'_m k_m k_n, \quad (2.60)$$

де q'_m становить

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m = k_0 Y_m \quad (2.61)$$

Якщо в (2.60) підставити (2.61), то

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} k_m k_n Y_m \quad (2.62)$$

Відома емпірична формула редукційного типу має вигляд

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (2.63)$$

а $\frac{1}{(F+1)^{n_1}} = k_m \cdot k_n.$

Після логарифмування (2.63) отримаємо вираз

$$\lg q_m = \lg q'_m - n_1 \lg(F+1) \quad (2.64)$$

За (2.64) шляхом побудови залежності $\lg q_m = f \lg(F+1)$ встановлюється степеневий показник n_1 (як тангенс кута лінії нахилу до осі абсцис).

За відомим показником степені n_1 та допомогою (2.62) для всіх річкових басейнів встановлюються індивідуальні модулі схилового припливу q'_m

$$q'_m = q_m (F+1)^{n_1} \quad (2.65)$$

За даними q'_m і n_1 та (2.61) визначається T_0 , тобто

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{q'_m}, \quad (2.66)$$

де T_0 - розрахункова тривалість схилового припливу, год;

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівності схилового припливу;

Y_m - шар стоку за період водопілля, мм;

q'_m - максимальний модуль схилового припливу весняного водопілля, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

0,28 – коефіцієнт розмірності.

У подальшому T_0 узагальнюються по території.

2.2 Сучасний стан в галузі прогнозування характеристик гідрологічного режиму річок

Сучасні методи прогнозування стоку річок, включаючи й широко розвинені за кордоном прогностично-моделюючі комплекси, прив'язані до конкретних гідрологічних постів з систематичними гідрологічними вимірюваннями на них. Можливість створення просторових моделей прогнозування розглядалася на протязі останнього п'ятдесятиріччя різними вченими.

У практичній діяльності Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО), при розвитку чисельних методів і наявності комп'ютерної техніки виконуються складні багатоваріантні обчислення з використанням великої кількості даних. Моделювання річкового стоку є важливим елементом для комплексної оцінки факторів ризику і завчасного попередження стихії, використовується при пла-

нуванні та управлінні системами водопостачання та контролю, а також при наданні річкових прогнозів і прогнозів служби попередження ВМО [62].

2.2.1 Основні етапи розвитку математичного моделювання у гідрологічних Прогнозах

Довготривалі теоретичні й експериментальні дослідження процесів формування стоку річок та його факторів стали методичною основою для створення математичних моделей для розрахунку і прогнозів стоку. Вони використовуються в основному для короткострокових прогнозів гідрографів весняного водопілля і дощових паводків. Прикладом їх можуть бути моделі Гідрометцентру СРСР, В.І.Кореня і В.А. Бельчикова, Ю.М.Денисова та ін. [13], [62], [63], [64], [65], [66], [67], [68], [69], [70]. Однак, існують моделі для розрахунку і прогнозу шарів стоку весняного водопілля на річках [14], [15].

В 70-80 роках минулого сторіччя в Гідрометцентрі СРСР на базі досліджень В.Д. Комарова, Є.Г. Попова, Г.П. Калініна та інших авторів [65],[66], [69]. були створені математичні моделі для проектування гідрографів весняного водопілля на рівнинних річках. Прогнозування гідрографів водопілля базувалося на математичному описі процесів сніготанення, водовіддачі снігового покриву і припливу води до руслової мережі.

Модель талого, дощового і тало-дощового стоку на річках лісової зони, авторами якої є В.І.Корень і В.А. Бельчиков [13], [67], [68]. дозволяє здійснювати розрахунок і прогноз гідрографів стоку в замикаючому створі на основі врахування теплофізичних процесів, які відбуваються в зоні аерації і на поверхні ґрунтів, інфільтрації і стоку води. При цьому враховуються процеси формування стоку води окремо для польових і лісових частин басейну. Розрахунок гідрографів у замикаючих створах відбувається за допомогою лінійної моделі трансформації паводків. Пізніше В.П. Водоласковим [16] модель була реалізована й для річок лісостепової зони (на прикладі приток Середнього Дніпра).

Для довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля рівнинних річок розроблено і може бути використано моделі Ю.Б.Виноградова [64] і М.М.Сусідка – «СЛОЙ-2» [71].

Математична модель, автором якої є Ю.Б.Виноградов [14], заснована на послідовному щодобовому розрахунку (починаючи з осіннього періоду) різних характеристик гідрологічних процесів у сніговому покриві і шарі ґрунтів для розглядуваної території. Визначення втрат води здійснюється за моделлю Є.Г.Попова [69]. Сумарний поверхневий приплив разом з ґрунтовим надходженням вод чисельно дорівнює шару стоку весняного водопілля.

У математичній моделі «СЛОЙ-2» [71] формування весняного водопілля прогноз об'єму весняного водопілля здійснюється шляхом воднобалансового вирішення при визначенні сумарних втрат тало-дощових вод через такі показники як коефіцієнт стоку і шар поверхневого затримання вологи з врахуванням залісеності водозборів. Модель дає можливість довгострокового просторового прогнозування шарів стоку весняного водопілля як для окремих водозборів, так і для річок всієї території України в цілому. При цьому прогнозні шари весняного стоку представляються у картографічному вигляді, а також у ймовірнісній формі за різними сценаріями розвитку весняних процесів.

Математичні моделі, авторами яких є Ю.М.Денисов, В.М.Мухін, О.Я.Полунін, Л.М.Боровікова [65], [66], [70] створені для прогнозу гідрографів весняно-літнього водопілля гірських річок. В них розглядаються процеси динаміки накопичення та витрачання запасів води у сніговому покриві та надходження води на поверхню басейну в результаті танення снігу і льодовиків в горах, дощових опадів на висотних зонах; визначення втрат тало-дощових вод та трансформації водовіддачі у гідрограф стоку.

Науково-методичні розробки УкрГМІ, які об'єднані в єдину систему у вигляді прогнозно-моделюючих комплексів (за видами прогнозів і групами річкових басейнів): «Тиса», «Дністер», «Прут», комплекс «ДОЩ-3», «СЛОЙ-3», з програмним забезпеченням, реалізованим на персональному комп'ютері (автори М.М.Сусідко, О.І. Лук'янець) [71] дозволяють математично описувати процеси

снігонакопичення, зміни стану поверхні водозборів, сніготанення та стокоутворення в періоди весняних водопіль, а також процеси розвитку дощових паводків на основі моделювання процесів нерівномірного просторового розподілу опадів, стокоутворення, випаровування, фільтрації.

Математичне моделювання для прогнозу талого та дощового стоку річок здійснено в роботі Л.С.Кучмента (для басейнів річок Сейм до м. Курськ і В'ятка до м.В'ятські Поляни) [17], [72]. Автором показана можливість побудови ансамблевих (складених за різними методиками в одну і ту ж дату прогнозу) довгострокових прогнозів об'єму та максимальної витрати води весняного стоку за допомогою фізико-математичного і динаміко-стохастичного моделювання з врахуванням антропогенного впливу на формування річкового стоку.

Використання прогностичних моделей для значних територій, у тому числі для річок, не вивчених у гідрологічному відношенні, пов'язане з труднощами визначення емпіричних параметрів моделей.

В Одеському державному екологічному університеті обґрунтований науковий метод територіального довгострокового прогнозування гідрологічних характеристик весняного водопілля рівнинних річок [9], [73], [74]. Метод прогнозу базується на регіональних залежностях прогнозних величин модульних коефіцієнтів шарів стоку або максимальних витрат води при попередньому встановленні типу водності водопілля. Прогнозні величини представляються у картографічному вигляді. Модель дає можливість оцінити ймовірність настання прогнозних величин у багаторічному розрізі, незалежно від гідрологічної вивченості території.

Прикладом математичної моделі, яка враховує зв'язки між кліматичними характеристиками і водним режимом річок є модель «клімат-стік», автором якої є Н.С.Лобода і Є.Д.Гопченко [56]. Модель базується на вирішенні рівняння водно-теплового балансу територій при врахуванні метеорологічних величин, як спостережених, так й отриманих в різних сценаріях розвитку клімату у майбутньому. Одним з важливих аспектів практичного використання математичної моделі «клімат-стік» є понаддострокова оцінка стану водних ресурсів України,

від яких залежатиме загальний соціально-економічний і екологічний стан країни.

Математичні моделі для прогнозування гідрографів стоку у замикаючому створі річок розроблені і використовуються за кордоном, у тому числі, в практиці ВМО, наприклад, Стенфордська (автори Н.Г.Крауфорд і Р.К.Лінслей), Д.Доуді і О'Доннела, Шеньси, Д.Є.Неша та ін. [75], [76] Сакраменто [77], резервуарна модель [78].

Загальні відомості і рекомендації щодо вибору і застосування різних математичних моделей (в основному концептуальних) в будь-яких гідрологічних умовах надані у Міжнародному проекті ВМО [79].

2.2.2 Огляд сучасних математичних моделей просторових довгострокових гідрологічних прогнозів максимального тало-дощового стоку

При накопиченні матеріалів багаторічних спостережень за гідрометеорологічними чинниками весняного водопілля призвели до можливості побудови територіально-загальних методів прогнозування стоку в басейнах різних річок. Такі моделі відносяться до класу концептуальних з зосередженими параметрами.

Вперше територіальні узагальнення талого стоку для річок районів з однорідними фізико-географічними умовами виконані В.Д.Комаровим [78], [79] у вигляді карт ізоліній норм цих величин на Європейській території СРСР. Територіальні прогнози шарів стоку водопілля здійснювалися у вигляді побудови узагальнених по низці річок балансових залежностей шарів стоку від факторів, які їх визначають у вигляді

$$Y = X - P_0 \operatorname{th} \frac{X}{P_0}, \quad (2.67)$$

де Y - шар тало-дощового стоку за період весняного водопілля, мм;

X – сумарний запас вологи на басейні на початку весняного водопілля, мм.

В 1963 р. Є.Г. Поповим [69] був обґрунтований подібний загальний графічний вигляд залежності весняного стоку від запасів води у сніговому покриві, складених з весняними опадами, і ступенем водопроникності ґрунту.

Є.Г.Поповим [69] отримані інтегральні рівняння стоку для двох типів водопоглинання – при наявності тільки поверхневої затримки (ємнісна модель водопоглинання) і в умовах заповнення поверхневої ємності і поглинання води ґрунтом (інфільтраційно-ємнісна модель):

- ємнісна модель водопоглинання

$$Y_m = X - U_3 [1 - \exp(-X / U_3)], \quad (2.68)$$

де U_3 – максимальна вільна ємність басейну як функція показника попереднього зволоження ґрунту (W);

- інфільтраційно-ємнісна модель водопоглинання

$$Y_m = X - I - U_0 \left[1 - \exp\left(-\frac{X - I}{U_0}\right) \right], \quad (2.69)$$

де U_0 – поверхнева ємність при повному заповненні водою усіх безстічних заглиблень на поверхні водозбору.

Розподіл величин ємності безстічних поглиблень на поверхні басейну може бути описаний функцією [69]

$$\varphi(S) = \frac{1}{P_{\max}} \exp(-S/P_{\max}), \quad (2.70)$$

де $P_{\max}$ – повна поверхнева ємність басейну;

S – шар води при заповненні всіх безстічних поглиблень на поверхні басейну.

Територіально-загальні методи прогнозів стоку весняного водопілля розглядалися у роботах Т.І. Веліканової (1957), В.Н. Паршина і М.С. Салова (1955), С.І.Харченка (1959), В.А.Романенка (1963), В.В.Салазанова (1964) і більш пізнього періоду - О.С.Змійової (1977), А.І.Суботіна (1978) та інші.

Побудова узагальнених для низки річок залежностей максимальних витрат води від розрахункового талого стоку, виражених у модульних коефіцієнтах була здійснена в 50-і роки минулого сторіччя Г.П.Калініним і Т.Т.Макаровою [80], проте, такого вигляду зв'язки не знайшли свого застосування в практиці.

Прикладом побудови територіальної методики для довгострокового прогнозу максимального весняного стоку є розробка О.С.Змійової [81]. В методиці застосована модель одномодального гідрографа у вигляді редуційної формули. Реалізація прогнозної моделі полягає в одержанні середніх для річок однорідного району параметрів розрахункової формули і побудови просторової залежності між весняним максимумом і шаром стоку за повінь, де як третя змінна виступає площа водозбору.

Метод довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля по узагальнених залежностях середніх для низки річок максимальних модульних коефіцієнтів від факторів водопілля – максимальних снігозапасів разом з опадами та показником попереднього зволоження ґрунту на басейні запропоновано в «Руководстве по гидрологическим прогнозам» [82]. Використання методу для територіальних прогнозів Q_m можливе лише для басейнів, по яких є ряди спостережень і які дозволяють надійно обчислювати норму Q_0 .

Сучасна модель для довгострокових гідрологічних прогнозів шарів стоку весняного водопілля рівнинних річок «СЛОЙ-2» (автор М.М.Сусідко) дозволяє виконувати довгострокове прогнозування характеристик весняного стоку [71], [83], [84], [85], [86].

2.2.3 Просторовий метод довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок при використанні математичного апарату дискримінантного аналізу

В основу дослідження покладена методологія, яка базується на моделі руслових ізохрон і дозволяє побудувати прогнозну схему з урахуванням процесів, що відбуваються на схилах річкових басейнів і в русловій мережі.

Науково-методична база для територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля основана на встановленні регіональних залежностей вигляду [9], [73].

$$k_m = f(k_X), \quad (2.71)$$

де k_m - модульний коефіцієнт: для шарів стоку $k_m = Y_m / Y_0$ - відношення величин шарів стоку Y_m до їх середньобаторічних значень Y_0 , мм.

Для максимальних витрат води весняного водопілля $k_m = q_m / q_0$ - відношення величин максимальних модулів водопілля q_m до їх середньобаторічних значень q_0 , м³/(с·км²).

Сумарне надходження води на водозбір у період весняного водопілля також виражене у модульних коефіцієнтах k_X

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}), \quad (2.72)$$

де S_m и S_0 - максимальний запас води в сніговому покриві і його середньобаторічна величина, мм;

X_1 и X_{1_0} - опади періоду танення снігу та їх середньобаторічна величина, мм;

X_2 и X_{2_0} - опади періоду спаду весняного водопілля та їх середньобагаторічна величина (враховуються при прогнозі шарів весняного стоку), мм.

Такого вигляду залежності будуються за даними багаторічних спостережень по опорних водозборах річок. Залежності мають розкид точок, пов'язаний з багатфакторністю процесу формування весняного стоку у кожному році.

Для об'єктивної дискримінації угруповань, які виділяються на графіках (2.71), або діагнозу водності майбутньої весни може використовуватися лінійна дискримінантна функція DF [85,86]. Сполучення гідрометеорологічних чинників в кожному році призводять до утворення різних за висотою та об'ємом водопілля.

Для розрахунку дискримінантної функції до вектор-предиктора DF можуть відноситись такі чинники весняного водопілля (виражені у модульних коефіцієнтах), як:

а) середньобагаторічні значення максимальних запасів води в сніговому покриві, які накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення, і весняні опади k_x , визначені за (2.72);

б) індекс зволоження ґрунтів – середньомісячна (декадна) витрата води перед початком водопілля $k_{Q_{nv}} = Q_{nv} / (Q_{nv})_0$ (для річок правобережжя розглядуваної території) або середній модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного року $k_{q_{09-01}} = q_{09-01} / (q_{(09-01)_0})$ - для річок лівобережжя;

в) максимальна глибина промерзання ґрунтів $k_L = L / L_0$;

г) середня місячна температура повітря у лютому, $\theta_{02}^{\circ}\text{C}$.

Після багаторазових випробувань при різних наборах та сполученнях гідрометеорологічних факторів весняного водопілля в межах рівнинної території України були одержані рівняння дискримінантних функцій DF у вигляді:

- для правобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Q_{ns}} + a_3 k_L ; \quad (2.73)$$

- для лівобережної частини території

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{q_{09-01}} + a_3 k_L + a_4 \Theta_{02} , \quad (2.74)$$

де $A = (a_0, a_1, \dots, a_m)$ - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції.

Лінійна дискримінантний функція є рівнянням деякої розділяючої площини (у випадку m -мірного простору ознак) по різні сторони якої буде розташовуватися найбільше число випадків, що відносяться до тієї чи іншої групи. Перевірка адекватності моделі альтернативного прогнозу або виявлення похибки такого прогнозу перевіряється, наприклад, за критерієм статистичної значущості розподілу Фішера [85], [86] у вигляді

$$F = \frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2} \frac{n_1 + n_2 - m - 1}{n_1 + n_2 - 2} \frac{\sum_{i=1}^n a_i (\bar{x}_{1i} - \bar{x}_{2i})}{m} , \quad (2.75)$$

де $\bar{x}_{1i}$ і $\bar{x}_{2i}$ – середні значення i -ої дискримінантної змінної двох сукупностей;

n_1 і n_2 – кількість об'єктів у кожній групі;

a_i – коефіцієнти дискримінантної функції.

Відмінність між двома групами буде статистично значущою, якщо величина F перевищить критичне значення $F_\alpha(v_1, v_2)$, отримане за [87], де α - рівень значущості (одного із значень, наприклад, 0.05, 0.01, 0.001), а v_1 і v_2 - числа ступенів вільності, що визначаються кількістю ознак m і числом об'єктів в групах n_1 і n_2 . При цьому $v_1 = m$, а $v_2 = n_1 + n_2 - m - 1$.

Знак дискримінантних рівнянь $DF2$ і $DF1$ дозволяє надати якісний (альтернативний) прогноз майбутнього водопілля відповідно до трьох категорій водності – вище, близьке або нижче за середньобагаторічне за об'ємом чи максимальною витратою води водопілля.

Встановлення кількісних значень очікуваних модульних коефіцієнтів відбувається по регіональних залежностях, що описуються рівняннями поліному 3-го (або вищого) степеня

$$k_m = b_0 + b_1 k_X + b_2 (k_X)^2 + b_3 (k_X)^3, \quad (2.76)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти поліному прогностичних залежностей.

Для районів з однотипними фізико-географічними умовами формування весняних водопіль прогностні залежності однотипні, дискримінантні рівняння мають однаковий набір предикторів і однакові коефіцієнти, що дає можливість їх використання для усіх річок однорідного району. На розглядуваній рівнинній території України виділено одинадцять районів (з підрайонами) – рис. 2.1.

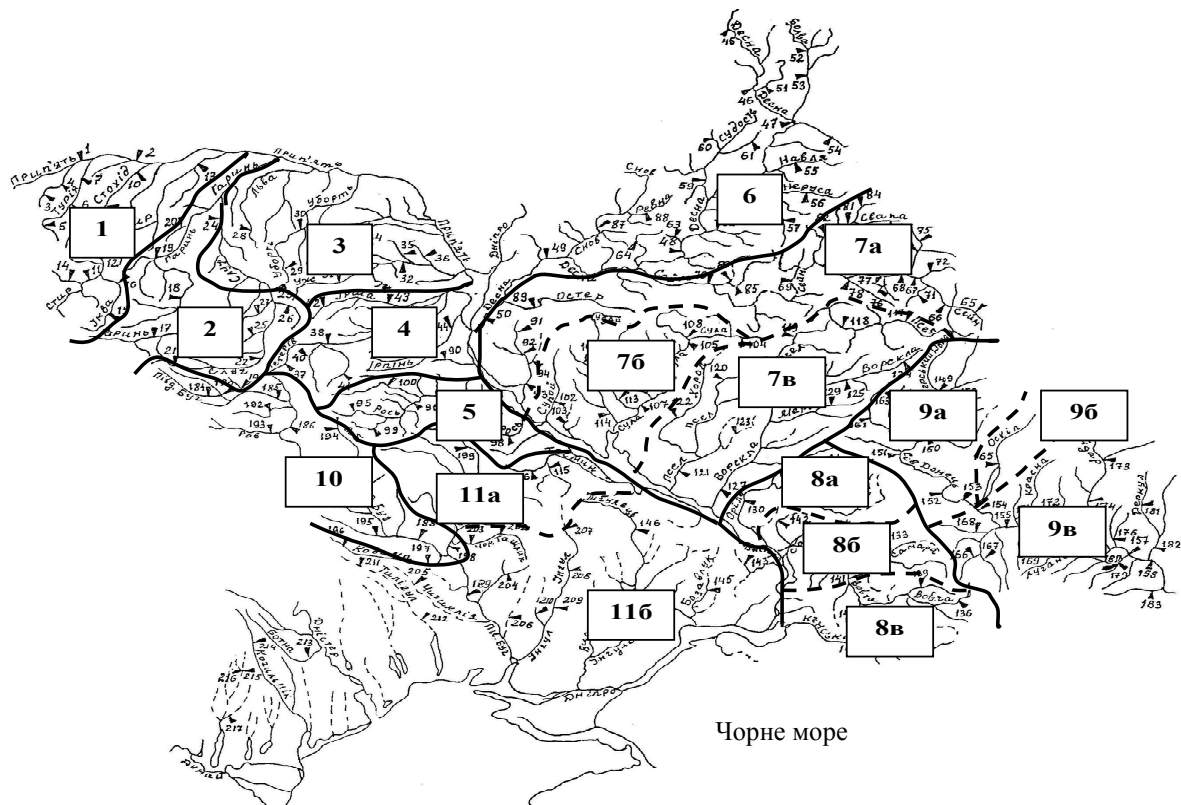


Рисунок 2.1 – Районування рівнинної території України за виглядом дискримінантних рівнянь при встановленні типу водності весни та виглядом прогностичних залежностей для характеристик весняного водопілля рівнинних річок України

Представлення прогнозних величин у вигляді їх модульних коефіцієнтів здійснюється у картографічній формі. Зняті з картосхем (для геометричних центрів водозборів) прогнозні значення модульних коефіцієнтів характеристик весняного водопілля перераховуються в самі їх величини шляхом множення k_m на середньобаторічні величини шарів стоку Y_0 або максимальних витрат води водопілля Q_0 чи їх модулів q_0 .

Визначення максимальних рівнів води в період весняного водопілля виконується за кривими витрат води $Q = f(H)$.

Середньобаторічні значення шарів стоку весняного водопілля Y_0 та максимальних витрат води Q_0 (модулів q_0) визначаються для річок як середні значення за часовими рядами гідрологічних спостережень на них.

У випадку відсутності стокових вимірів на річках: величину Y_0 можна зняти з відповідної картосхеми при врахуванні впливу залісеності (f_L) і заболоченості (f_b) водозборів; при визначенні середньобаторічних максимальних модулів весняного водопілля q_0 для невивчених у гідрологічному відношенні річок розраховувати її величину в рамках моделі типового редуційного гідрографа, запропонованої Є.Д.Гопченком [88]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (2.77)$$

де q_0 – середній багаторічний модуль максимального стоку, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

q'_0 – середній багаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

$\psi(t_p / T_0)$ - 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.

Проблемним питанням є оцінка можливого застосування методики прогнозу характеристик водопіль для річок Північно-Західного Причорномор'я, де гідрологічні спостереження на річках взагалі не ведуться. Така задача вирішується шляхом просторового відновлення полів як гідрометеорологічних спостережень, так і прогнозних стокових характеристик водопіль при картографічному їх узагальненні [89].

В прогнозній методиці обґрунтовано методичні підходи для визначення ймовірності або частоти водності весняних водопіль у багаторічному розрізі ($P\%$), що здійснюється за прогнозними величинами модульних коефіцієнтів шарів стоку або максимальних витрат води водопілля та їх статистичними характеристиками при використанні трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля (при встановленому для даної території співвідношенні $C_s / C_v = 2.5$) [87].

Забезпеченості прогнозних характеристик весняного стоку, як і прогнозні значення їх модульних коефіцієнтів, представляються у картографічному вигляді.

3 СТАТИСТИЧНА ОБРОБКА ВИХІДНОЇ ІНФОРМАЦІЇ ПО СТОКУ РІЧОК В РІЗНІ ФАЗИ ВОДНОГО РЕЖИМУ

3.1 Науково-методичні вимоги до створення інформаційних баз даних і їх статистичної обробки

3.1.1 Структура інформаційних баз даних по характеристиках максимального, мінімального і річного стоку

В залежності від походження максимальний стік на річках України спостерігається в періоди весняного водопілля та дощових паводків.

Сучасні розрахункові і прогностні математичні моделі максимального стоку ґрунтуються, як правило, на багатофакторних залежностях, в яких використовуються такі щорічні дані (окремо для весняних водопіль і паводків):

1. По максимальних миттєвих витратах води.
2. По шарах стоку за паводки і водопілля.
3. По тривалостях паводків і водопіль.

Базова первинна інформація міститься у гідрологічних довідниках: «Основні гідрологічні характеристики річок України».

У прогностних методиках зазвичай використовуються щорічні величини максимальних снігозапасів перед початком сніготанення, а також тверді і рідкі опади (від дат максимальних щорічних снігозапасів і до закінчення весняних водопіль). Вихідні дані по цих характеристиках містяться у метеорологічних щомісячниках.

Таблиці відповідних вихідних даних складаються за весь період гідрометеорологічних спостережень, тобто від їх початку і до сучасних періодів, причому як у паперовому, так і в електронному виглядах.

Усі вихідні табличні характеристики щорічно представляються у вигляді додатків до проміжних звітів.

Якщо науково-дослідна робота викладачів стосується мінімального стоку річок, то слід в окремі категорії виділяти мінімальний стік теплого і холодного періодів. Таблиці вихідних даних повинна включати щорічні (окремо по літній і зимовій межнях) величини: місячних витрат води або модулів стоку і добових мінімумів.

Важливо прийняти до уваги, що крім середніх місячних мінімальних витрат води (модулів стоку), формуються вихідні ряди й по мінімальних витратах води (модулях стоку) 30-добової тривалості, причому як у літню, так само й у зимову межені.

За науковою тематикою, яка відноситься до середнього річного стоку річок, інформаційна база повинна містити щорічні дані по відповідних витратах води (або модулях стоку).

Представляються вихідні інформаційні гідрометеорологічні матеріали по мінімальному і річному стоку, як це пропонується до характеристик максимального стоку річок, у паперовому і електронному виглядах.

3.1.2 Науково-методичні підходи до оцінки однорідності часових рядів стоку

Оскільки часові ряди гідрологічних величин не представляють собою генеральних сукупностей, а фактично є випадковими вибірками з них, то виникає об'єктивна необхідність перевірки наявних даних на однорідність вибірових параметрів розподілу до тієї чи іншої сукупності. Внаслідок багатofакторності характеристики гідрологічного режиму річок часто буває важко відокремити від причин, які порушують однорідність сукупності випадкових перемінних.

Для оцінки однорідності часових рядів застосовуються відповідні статистичні критерії. Вони можуть бути як параметричними, так і непараметричними. До числа перших можна віднести критерії Фішера (для перевірки однорідності дисперсій), Стьюдента (для перевірки однорідності середніх значень), а до непараметричних, наприклад, критерій Вілкоксона [90].

Статистика критерія Стьюдента t має вигляд:

$$t = \frac{\bar{y} - \bar{x}}{\sqrt{n_x \sigma_y^2 + n_y \sigma_x^2}} \sqrt{\frac{n_x n_y (n_x + n_y - 2)}{n_x + n_y}}, \quad (3.1)$$

де $\bar{y}$ і $\bar{x}$ – середні значення рядів y і x ;

σ_y і σ_x – відповідні середньоквадратичні відхилення.

Цей критерій підкоряється розподілу Стьюдента з числом ступенів свободи $k = n_x + n_y - 2$. При його використанні нульова гіпотеза має вигляд $\bar{y} = \bar{x}$ на рівні значущості $q\%$. Критична область t_q , k визначається за відповідною таблицею розподілу Стьюдента [91]. Слід зауважити, що критерій Стьюдента відноситься до параметричних, а його використання пов'язується з необхідністю прийняття для вибірок, що розглядаються, нормального закону розподілу. Щодо часових стокових рядів, то, як відомо, вони зазвичай відрізняються від нормального. Таким чином, застосування (3.1) для перевірки однорідності гідрологічних величин деякою мірою залишається формальною.

До непараметричних критеріїв однорідності середніх, зокрема, відноситься статистика Вілкоксона [90] з математичним сподіванням

$$Mu = \frac{m \cdot n}{2} \quad (3.2)$$

і дисперсією

$$Du = \frac{m \cdot n}{12} (m + n + 1), \quad (3.3)$$

де m і n – число членів першої і другої вибірок;

u – число інверсій, які утворюються значеннями y по відношенню до x .

Ймовірність попадання в область допустимих значень при справедливості нульової гіпотези ($\bar{y} = \bar{x}$) буде дорівнювати

$$\beta = (100 - q), \% , \quad (3.4)$$

де β – рівень довірчої ймовірності;

q – рівень значущості (%).

Критичною для нульової гіпотези однорідності буде область більших за абсолютною величиною відхилень

$$u \leq Mu - t_p \sigma_u ; \quad (3.5)$$

$$u \leq Mu + t_p \sigma_u , \quad (3.6)$$

де $\sigma_u = \sqrt{Du}$;

t_p – нормоване відхилення при рівні значущості q %.

При оцінці однорідності середніх вибірових значень за методом Стьюдента необхідно переконатись, що середні квадратичні відхилення вибірок σ_x^2 і σ_y^2 співпадають між собою.

Частіше за все в гідрології використовується для оцінки однорідності дисперсій критерій Фішера F

$$F = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_y^2} \quad (3.7)$$

У чисельнику (3.7) використовується більше середнє квадратичне відхилення з двох досліджуваних вибірок.

Розподіл Фішера залежить від числа ступенів довільності $k_1 = n_1 - 1$ і $k_2 = n_2 - 1$. Критичне значення статистики $F_{кр}$ визначається за допомогою таблиць розподілу Фішера [91].

Для вирішення питань про однорідність середніх за допомогою критерія Стюдента необхідно переконатись, що має місце однорідність дисперсій і нормальність законів розподілу вихідних рядів спостережень.

У методичному відношенні часові ряди стокових характеристик тривалістю $N = m + n$ поділяються на дві (рівні за тривалостями m і n) вибірки. За допомогою формул (3.1) і (3.7) розраховуються для всіх стокових рядів статистики Стюдента t і Фішера F , а з використанням (3.2) і (3.3) оцінюються статистики непараметричного критерію Вілкоксона.

За [91], при оцінці однорідності гідрологічних характеристик, як правило, використовуються рівні значущості від 1 до 20 %.

3.1.3 Науково-методичні підходи до аналізу трендів у стокових рядах спостережень

При дослідженні однорідності часових рядів стокових характеристик (максимального, мінімального, річного стоку) часто виявляється, що базові статистики не узгоджуються задовільно з їх критичними величинами. Тому необхідно дослідити наявність таких співвідношень і їх обумовленість характером трендів у часових рядах спостережень. Розглядаються часові ряди з точки зору закономірностей протягом розрахункових періодів. Для побудованих індивідуальних залежностей характеристик стоку Y застосовуються лінійні рівняння $Y = f(t)$, де t – порядкові номери років спостережень. Описуються залежності рівняннями лінійного типу

$$Y = kx \pm b; R^2, \quad (3.8)$$

де Y – стокова характеристика, що досліджується на наявність тренду;

x – часова перемінна (у порядку перелічуваних років спостережень);

k – коефіцієнт регресії;

b – параметр рівняння;

R^2 – коефіцієнт детермінації, якому відповідає коефіцієнт кореляції r в залежності (3.8), тобто

$$r = \sqrt{R^2} \quad (3.9)$$

Щоб установити, чи коефіцієнт r є значущим, допускається припущення, що випадкові величини стоку у своїй сукупності – некорельовані. Для перевірки достовірності кореляції у нормальній двовимірній вибірці розраховується статистика критерію t_r , причому [92]

$$t_r = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2} \quad (3.10)$$

з числом ступенів вільності

$$\gamma = n - 2 \quad (3.11)$$

Параметр n у виразах (3.10) і (3.11) є тривалістю спостережень часових рядів (у роках).

За допомогою табличних значень t_r для того чи іншого рівня значущості $\beta(\%)$, даного числа вільностей γ і тривалості спостережень робиться висновок про обґрунтованість чи необґрунтованість нульової гіпотези про наявність або відсутність трендів.

3.1.4 Обґрунтування науково-методичної бази для аналізу циклічності у часових рядах стокових характеристик

Часові ряди гідрологічних спостережень, навіть тривалістю у 100 років і більше, виявляються часто недостатніми для надійної оцінки однорідності. Пов'язано це буває наявністю у гідрологічних рядах довгоперіодичних коливань циклічного походження. У якості прикладу наведемо дані по часовому ряду річного стоку на р. Кодима – с. Катеринка. Безпосередні спостереження охоплюють період з 1930 року по 2010 рік, тобто часовий ряд становить понад 80 років.

Перевірка даних цього ряду на однорідність середніх за критерієм Стюдента свідчить, що часовий ряд є неоднорідним. Але необхідно зауважити, що його перша половина (тривалістю 48 років) відноситься до маловодного циклу, а друга (тривалістю 32 роки) – до багатоводного. З точки зору репрезентативності, цей ряд спостережень повною мірою відповідає нормативним вимогам [91], бо в цілому він охоплює один замкнутий період спостережень. А з іншого боку, завдяки своїй структурі він є неоднорідним (за середніми величинами й дисперсіями) з чітко визначеним додатнім значущим трендом.

Оскільки часові ряди стокових величин не підкоряються у багатьох випадках нормальному розподілу, то аналіз їх на однорідність середніх значень і дисперсій, як вже визначалось, виявляється чисто формальним прийомом.

Рекомендаціями нормативного документу СНіП 2.01.14-83 [91] передбачено, що репрезентативність рядів спостережень за тією чи іншою гідрологічною характеристикою устанавлюється за допомогою різницевих інтегральних кривих відповідних часових рядів.

Зазвичай календарний графік середніх річних витрат води не може забезпечити повне уявлення щодо циклічних коливань внаслідок наявності невеликих циклів на загальному фоні багатолітніх коливань водності річок. З метою усунення цього недоліку часто використовують графіки ковзних середніх величин за який-небудь проміжок часу. Подібні графіки дають змогу усунути вплив

різних коливань стоку в окремі роки. Але при цьому більш невизначеними стають межі різних циклів коливання водності.

Наочне уявлення стосовно циклів коливань стокових характеристик дають різницеві інтегральні криві (у вигляді сумарних кривих відхилень річних величин стоку від його середнього значення за весь період спостережень). Використання різницевої інтегральних кривих для аналізу багаторічних коливань стоку широко використовуються в практиці водогосподарського проектування і гідрологічних розрахунків.

Різницеві інтегральні криві річного стоку зручно представити у відносних величинах – модульних коефіцієнтах $\sum_{i=1}^t (k_i - 1) = f(t)$, де k_i – модульні коефіцієнти

$$k_i = \frac{Q_i}{\bar{Q}}, \quad (3.12)$$

Q_i – витрата води в i -тому році спостережень;

$\bar{Q}$ – середня багаторічна витрата води.

Криві $\sum_{i=1}^t (k_i - 1) = f(t)$ представляють собою наростаючу суму відхилень модульних коефіцієнтів від середнього багаторічного значення, яке дорівнює одиниці (на кінець t -го року від початку кривої).

Період часу, для якого інтегральна крива має нахил вгору відносно горизонтальної лінії відповідає багатоводній фазі циклу коливання водності, а період нахилу кривої вниз – відноситься до маловодної фази. Враховуючи, що величини модульних коефіцієнтів залежать від мінливості стоку в даному пункті, яка у свою чергу залежить від коефіцієнтів варіації річного стоку, то при зіставленні багаторічних коливань різних річок по інтегральних кривих доцільно нормувати ординати $\sum_{i=1}^t (k_i - 1)$ шляхом виключення C_v , тобто

$$\left[\sum_{i=1}^t (k_i - 1) \right] / C_v = f(t) \quad (3.13)$$

Інтегральні різницеві криві у подальшому використовуються для визначення ступеня синхронності коливань у часових рядах стоку різних річок, що є необхідною умовою для вибору однакового за ступенем водності періоду, до якого можна привести спостережні дані в окремих пунктах на річках одного або декількох географічних районів.

3.1.5 Методика визначення статистичних параметрів стокових рядів

У гідрологічній практиці використовуються такі методи для визначення статистичних оцінок параметрів розподілу [90]:

- 1) моментів;
- 2) квантилів;
- 3) найбільшої правдоподібності.

У свою чергу розрізняють моменти початкові, центральні та абсолютні.

Початковим моментом S -го порядку α_S дискретної випадкової величини q є математичне сподівання

$$\alpha_S = \sum_{i=1}^n q_i^S p_i, \quad (3.14)$$

де p_i – ймовірність випадкової величини q_i .

Перший початковий момент при $S=1$ становитиме

$$\alpha_1 = m_q = \sum_{i=1}^n q_i p_i, \quad (3.15)$$

де m_q – математичне сподівання величини q .

Якщо випадкова величина є безперервною і змінюється в діапазоні $-\infty - +\infty$, то

$$m_q = \int_{-\infty}^{\infty} qf(q) dq, \quad (3.16)$$

де $qf(q)$ – елемент ймовірності.

Оскільки на практиці у нашому розпорядженні бувають лише порівняно короткі вибірки, то замість математичного сподівання m_q використовується його емпіричний еквівалент – середнє арифметичне значення m_q^* , причому

$$m_q^* = \frac{q_1 m_1 + q_2 m_2 + \dots + q_n m_n}{m_1 + m_2 + \dots + m_n} = \left(\frac{\sum_{i=1}^n q_i m_i}{n} \right), \quad (3.17)$$

де $n = m_1 + m_2 + \dots + m_n$ - загальне число випадкових величин.

Центральним моментом S -го порядку β_S дискретних випадкових величин є математичне сподівання

$$\beta_S = \sum_{i=1}^n (q_i - m_q)^S p_i \quad (3.18)$$

При $S = 1$

$$\beta_1 = \sum_{i=1}^n (q_i - m_q) p_i = 0 \quad (3.19)$$

Для $S = 2$

$$\beta_2 = \sum_{i=1}^n (q_i - m_q)^2 p_i = D_q, \quad (3.20)$$

де D_q – дисперсія випадкової дискретної величини.

Корінь квадратний з дисперсії D_q буде за розмірністю співпадати з ознакою розподілу q і називається середнім квадратичним відхиленням σ_∂ . Тоді

$$\sigma_q = \sqrt{D_q} = \sqrt{\left[\sum_{i=1}^n (q_i - m_q)^2 \right] / n} \quad (3.21)$$

Для усунення від'ємного зміщення σ_q до виразу (3.21) вводиться поправка $n/(n-1)$. З її врахуванням

$$\sigma_q = \sqrt{\left[\sum_{i=1}^n (q_i - m_q)^2 \right] / (n-1)} \quad (3.22)$$

Нормуючи σ_q за допомогою m_q , маємо можливість привести їх до безрозмірного коефіцієнту, який має назву коефіцієнта варіації C_v

$$C_v = \frac{\sigma_q}{m_q} = \sqrt{\left[\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2 \right] / (n-1)}, \quad (3.23)$$

де $k_i = \frac{q_i}{m_q}$ – модульний коефіцієнт.

Третій центральний момент β_3 характеризує ступінь несиметричності розподілу випадкових величин і при $S = 3$ становить

$$\beta_3 = \sum_{i=1}^n (q_i - m_q)^3 / (n-1) \quad (3.24)$$

Оскільки β_3 відноситься до непарних величин, то він може бути як з додатнім значенням, так і з від'ємним. Нормований центральний момент β_3 з використанням σ_q^3 має назву коефіцієнта асиметрії C_s , тобто

$$C_s = \frac{\beta_3}{\sigma_q^3} = \left(\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3 \right) / (nC_v) \quad (3.25)$$

Як і коефіцієнт C_v , коефіцієнт C_s відноситься до зміщених оцінок розподілу, а тому для усунення її пропонується поправка [90]

$$\delta = n^2 / [(n-1)(n-2)] > 1.0 \quad (3.26)$$

З урахуванням (3.26)

$$C_s = \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3 \frac{n}{(n-1)(n-2)C_v^3} \quad (3.27)$$

Перший абсолютний момент γ_1 відповідає середньому арифметичному відхиленню випадкової величини і дорівнює

$$\gamma_1 = \sum_{i=1}^n |q_i - \bar{q}| / n, \quad (3.28)$$

де $\bar{q}$ – середнє арифметичне значення випадкової величини q_i .

Метод квантелів заснований на використанні зв'язку вибірових параметрів розподілу і значеннями відповідних квантелів. Найбільш відомий у гідрології варіант запропонований Г.А. Алексєєвим [93].

Стосовно біноміальної кривої забезпеченості $q_p = f(P)$, нормовані відхилення від середньої величини мають таку редакцію:

$$t_p(p, C_s) = \frac{k_p - 1}{C_v} \quad (3.29)$$

На базі (3.29)

$$k_p = 1 + C_v t_p(p, C_s) \quad (3.30)$$

або

$$q_p = \bar{q} + \sigma_q t_p(p, C_s) \quad (3.31)$$

Для 3-х опорних точок на емпіричній кривій розподілу ($p_1 = 5\%$; $p_2 = 50\%$; $p_3 = 95\%$) можна записати три рівняння:

$$q_5 = \bar{q} + \sigma_q t_5; \quad (3.32)$$

$$q_{50} = \bar{q} + \sigma_q t_{50}; \quad (3.33)$$

$$q_{95} = \bar{q} + \sigma_q t_{95} \quad (3.34)$$

Для визначення коефіцієнта асиметрії C_s використовується пов'язаний з ним коефіцієнт скісності S

$$S = \frac{q_5 + q_{95} - 2q_{50}}{q_5 - q_{95}} \quad (3.35)$$

З таблиць ординат біноміальної кривої забезпеченості встановлюються величини t_5 , t_{50} і t_{95} при різних значеннях C_s . Використовуючи (3.35), можна обчислити спочатку коефіцієнт S , а потім на підставі кривої забезпеченості досить просто визначається й параметр C_s .

Середнє квадратичне відхилення, виходячи з (3.34), дорівнює

$$\sigma_q = \frac{q_5 - q_{95}}{t_5 - t_{95}}, \quad (3.36)$$

а середнє значення $\bar{q}$, спираючись на (3.33),

$$\bar{q} = q_{50} - \sigma_q t_{50} \quad (3.37)$$

Якщо коефіцієнт скісності S має від'ємний знак, то це свідчить про від'ємну асиметрію (і $C_s < 0$). У таких випадках користуються таблицею нормованих відхилень ординат біноміальної кривої забезпеченості від середини, але у дзеркальному відображенні, тобто з таблиці величини беруться з протилежним знаком

$$\frac{q_p - \bar{q}}{\sigma_q} = -t_q \quad (3.38)$$

За умови (3.38)

$$q_p = \bar{q} - \sigma_q t_p \quad (3.39)$$

В [90] наведені рекомендації для використання графо-аналітичного методу не тільки стосовно біноміального розподілу випадкових величин, але й логарифмічно-нормального.

Метод найбільшої правдоподібності запропонували С.М.Крицький і М.Ф.Менкель [94].

Досвід використання асиметричної біноміальної кривої Пірсона III типу для згладжування й екстраполяції емпіричних кривих забезпеченості характеристик стоку засвідчив її задовільну відповідність даним гідрологічних спостережень. Але одночасно виявилися й деякі недоліки. Основним і суттєвим недоліком є обмеженість її у нижній частині. Аналіз кривої Пірсона III показав, що вона відповідає стоковим величинам лише за умови, що $C_s \geq 2C_v$.

При $C_s < 2C_v$, що відповідає рядам стоку засушливих регіонів [95], нижня гілка кривої розподілу пересікає криву забезпеченості в області $P < 100\%$. Виходячи з цього, можна дійти висновку, що крива біноміального розподілу не є універсальною з фізичної точки зору.

З метою усунення такого недоліку С.М.Крицький і М.Ф.Менкель [94] запропонували дещо модифіковану і більш універсальну криву трьох-

параметричного гама-розподілу, яка включає отримання від'ємних ординат при $C_s < 2C_v$.

У технічному відношенні обчислення оцінок параметрів трьох-параметричного гама-розподілу є дещо складною процедурою. Більш простим, але досить ефективним виявився метод визначення параметрів за методикою, запропонованою Є.Г.Блохіновим (1968). Він рекомендував спочатку обчислити допоміжні статистики λ_1 , λ_2 , λ_3 , причому

$$\lambda_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n q_i = m\bar{q}; \quad (3.40)$$

$$\lambda_1 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \lg(q_i / \bar{q}); \quad (3.41)$$

$$\lambda_1 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n q_i / \bar{q} \lg(q_i / \bar{q}) \quad (3.42)$$

З метою спрощення розрахунку параметрів розподілу C_v і C_s Є.Г.Блохіновим були побудовані номограми, по осі абсцис яких відкладені значення λ_3 , а по осі ординат – λ_2 .

3.1.6 Оцінка точності визначення норм стоку часових рядів

Як і всяка середня величина, отримана навіть на основі досить тривалих часових рядів, норма стоку може бути визначена лише з деяким наближенням до її істинного значення.

Сумарні похибки складаються із часткових їх значень, зокрема [96], погрешностей вимірювання витрат води в окремих пунктах; неповноти (неточності) отримання даних щодо стоку по заплавах і протоках в періоди високих гори-

зонтів води у річках; похибках при підрахунку стоку; похибок, пов'язаних з приведенням коротких рядів спостережень до багатолітніх періодів.

Відносна середньоквадратична похибка при обчисленні норми стоку дорівнює:

$$\sigma_q = \frac{100C_v}{\sqrt{n}}, \%, \quad (3.43)$$

де C_v – коефіцієнт варіації;

n – тривалість часових рядів (у роках).

Відповідно до вимог діючого нормативного документу СНіП 2.01.14-83 [91], тривалість спостережень вважається достатньою, якщо відносна середньоквадратична похибка розрахункового значення гідрологічної характеристики не перевищує 10%. Щодо (3.43), то вона застосовується тоді, коли коефіцієнт кореляції між суміжними членами часового ряду r є незначущим. При $r > 0$

$$\sigma_q = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1+r}{1-r}} \quad (3.44)$$

Необхідно відзначити, що при статистичній обробці часових рядів стокових характеристик обчислюються середні квадратичні похибки також вибірових коефіцієнтів варіації σ_{C_v} і асиметрії σ_{C_s} .

Якщо коефіцієнти варіації визначались за методом моментів, то [91]

$$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{n + 4C_v^2} \sqrt{\frac{n(1 + C_v^2)}{2} \frac{(1 + 3C_v r^2)}{1 + r}} \quad (3.45)$$

При використанні для встановлення вибірових коефіцієнтів варіації методу найбільшої правдоподібності [90]

$$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{\frac{3}{3 + C_v^2}} \quad (3.46)$$

Для оцінки величини стандартних відхилень вибірових коефіцієнтів асиметрії при $C_s = 2C_v$ і $r = 0$ зазвичай в гідрології використовується теоретична формула С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля [94]

$$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6}{n}} \sqrt{1 + 6C_v^2 + 5C_v^4} \cdot 100, \% \quad (3.47)$$

Враховуючи значні похибки при визначенні моментів вищих порядків (більших за другий) навіть по рядках 50-60 членів, у гідрологічних довідних рекомендується параметр C_s приймати по його регіональному співвідношенню з C_v .

Точність коефіцієнтів варіації, встановлених по часових рядах стокових характеристик, повинна становити до 10-15 %, [91].

Крім точності обчислення статистичних параметрів розподілу випадкових часових рядів стокових характеристик, важливо мати уявлення по розрахункових характеристиках різної ймовірності перевищення $P\%$ -ної забезпеченості. Для практичних цілей можна рекомендувати методику С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля [94], які запропонували досить спрощений варіант середньоквадратичної похибки квантеля σ_{q_p} , причому

$$\sigma_{Q_p} = \frac{E\sigma}{\sqrt{n}} \cdot 100, \% \quad (3.48)$$

де $E\sigma$ – приведена похибка квантеля забезпеченістю $P\%$, яка визначається за допомогою номограм (в залежності від величини коефіцієнта варіації C_v , рівня значущості $P\%$ і нормованого співвідношення C_s/C_v).

За вимогою [91] допустима похибка обмежується 15-20 %.

3.2 Створення баз вихідних даних по максимальному, мінімальному та річному стоку річок України

3.2.1 Статистична обробка вихідної інформації по максимальному стоку річок України

3.2.1.1 Статистичний аналіз часових рядів шарів паводкового стоку і максимальних витрат води річок Півдня України

Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води річок Півдня України. Відповідно до рекомендацій СНіП 2.01.14-83 [91], статистична обробка рядів максимальних витрат води здійснюється з використанням кривих біноміального й трипараметричного гама-розподілу.

Статистичні параметри – середнє значення рядів $\overline{Q_m}$, коефіцієнти варіації C_v й асиметрії C_s , а також коефіцієнт автокореляції $r(1)$ розраховувались за допомогою методів моментів, найбільшої правдоподібності та графоаналітичним [90, 95,96].

При цьому були використані багаторічні дані 55 гідрологічних постів у межах південної частини території України, включно із басейнами річок Південного Бугу, Нижнього Подніпров'я, Причорномор'я, Приазов'я .

Результати статистичної обробки максимальних витрат води наведені в табл.Б.1.

Як видно з неї, значення коефіцієнтів варіації, розрахованих за методом моментів, коливаються від 0,58 (р. Ялпуг – з.ст. Комрат) до 3,66 (р.Чорний Ташлик – с. Піщаний Брід), а C_v , розраховані за методом найбільшої правдоподібності – від 0,59 (р. Ялпуг – з.ст. Комрат) до 4,46 (р.Чорний Ташлик – с. Піщаний Брід). З метою порівняння цих величин побудовано відповідний графік

рис.3.1). При значеннях коефіцієнтів варіації, менших за 1,0, результати за обома методами практично однакові. Що стосується діапазону $C_v > 1,0$, то в цьому випадку метод найбільшої правдоподібності дає значення, вищі приблизно на 15 %. Оскільки в нормативному документі [91] при значеннях $C_v > 0.5$ рекомендовано використовувати метод найбільшої правдоподібності, то в наших подальших розрахунках йому також було віддано перевагу, причому в усьому діапазоні C_v .

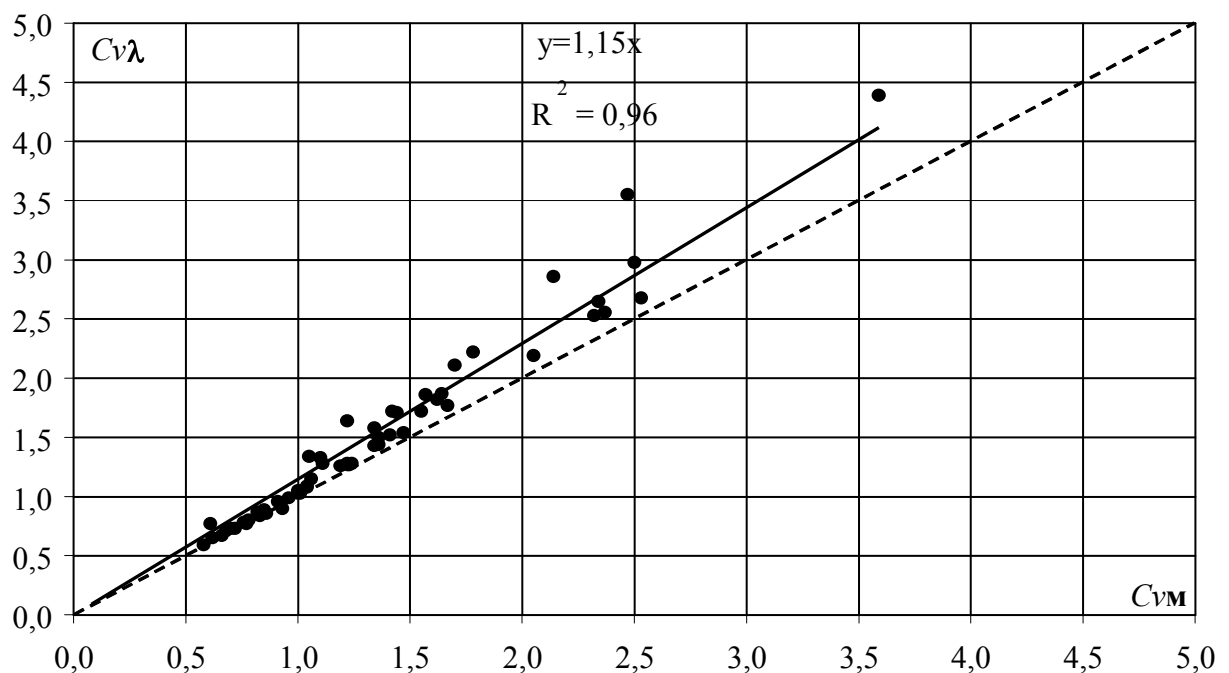


Рисунок 3.1 - Порівняння коефіцієнтів варіації максимальних витрат води дощових паводків, розрахованих за методами моментів (вісь абсцис) і найбільшої правдоподібності (вісь ординат)

Значення коефіцієнтів асиметрії максимальних витрат води C_s змінюється від 0,16 (р. Ялпуг – з.ст. Комрат) до 11,25 (р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка) при середній величині – 3,31; співвідношення C_s/C_v за результатами використання методу найбільшої правдоподібності можна осереднити і прийняти на рівні 3,0.

За відомими значеннями статистичних параметрів $\overline{Q}_m$, C_s , C_v визначені витрати води різної забезпеченості з використанням біноміальної кривої розподілу й трипараметричного гама-розподілу :

а) за біноміальним розподілом Пірсона III

$$Q_p = \overline{Q}_m [1 + C_v \Phi(P, C_s)], \quad (3.49)$$

де $\Phi(P, C_s)$ – нормовані ординати кривої біноміального розподілу

$$\Phi(P, C_s) = \frac{k_p - 1}{C_v}. \quad (3.50)$$

б) за трипараметричним гама-розподілом

$$Q_p = k_p \overline{Q}_m, \quad (3.51)$$

де k_p – модульний коефіцієнт, який залежить від C_v і співвідношення C_s/C_v .

Отримані результати, відповідно до трипараметричного гама-розподілу, наведені в табл. Б.2 і Б.3.

Як видно з графіка (рис.3.2), величини максимальних витрат води 1%-ої забезпеченості, розраховані за трипараметричним гама-розподілом і біноміальним розподілом Пірсона III практично не різняться між собою. Це дозволяє при розрахунках однаковою мірою опиратися на характеристики максимальних витрат, розрахованих як на основі трипараметричної кривої розподілу, так і біноміальної кривої Пірсона III.

У табл.Б.4 для порівняння багаторічних характеристик дощових паводків наведені дані, опубліковані в «Ресурсах поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1» (по 30 рядах тривалістю до 1969 року) та результати статобробки часових рядів максимальних витрат води станом на 2010 р., що

одержані в даній роботі. Можна зазначити, що величини максимальних витрат води дощових паводків 1%-ої ймовірності перевищення, наведені в РПВ, значно вищі (на 43 %), ніж ті, що одержані при статистичній обробці по рядах стоку до 2010 р. (рис.3.3). Однак, у довіднику РПВ зазначено, що статистична обробка проводилася графоаналітичним методом, а в деяких випадках значення $Q_{1\%}$ визначалися безпосередньо з емпіричних кривих забезпеченості. З метою аналізу наведених у РПВ результатів була також проведена статистична обробка характеристик максимального стоку паводків теплої періоду за графоаналітичним методом (табл. Б.5, Б.6).

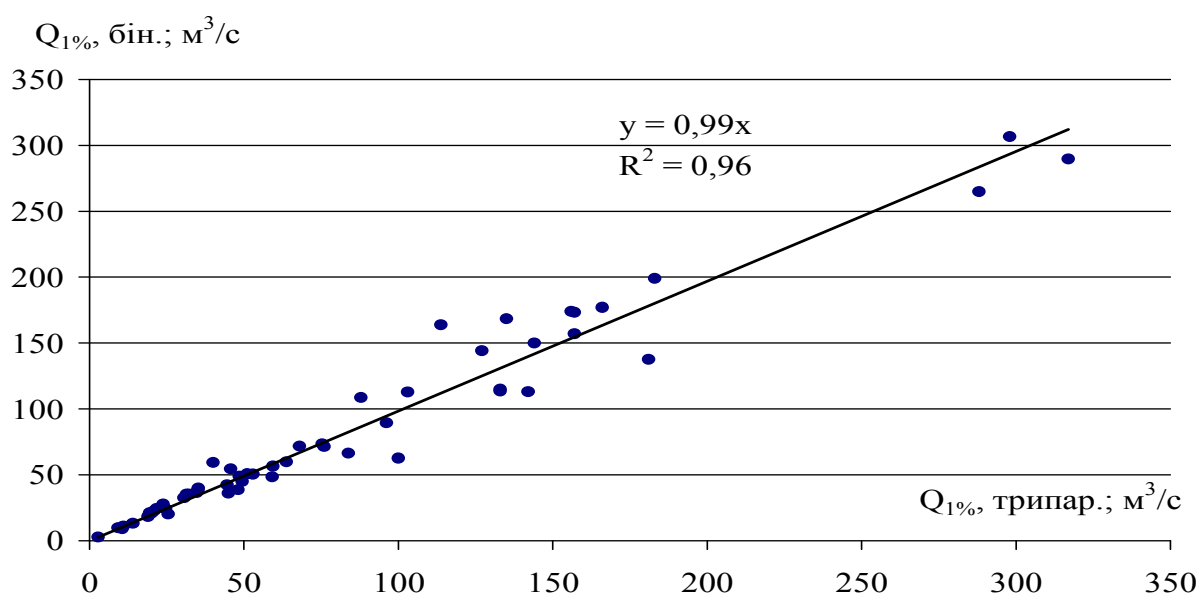


Рисунок 3.2 - Порівняння максимальних витрат води 1%-ої забезпеченості, розрахованих за трипараметричним гама-розподілом (вісь абсцис) та біноміальним розподілом Пірсона III (вісь ординат)

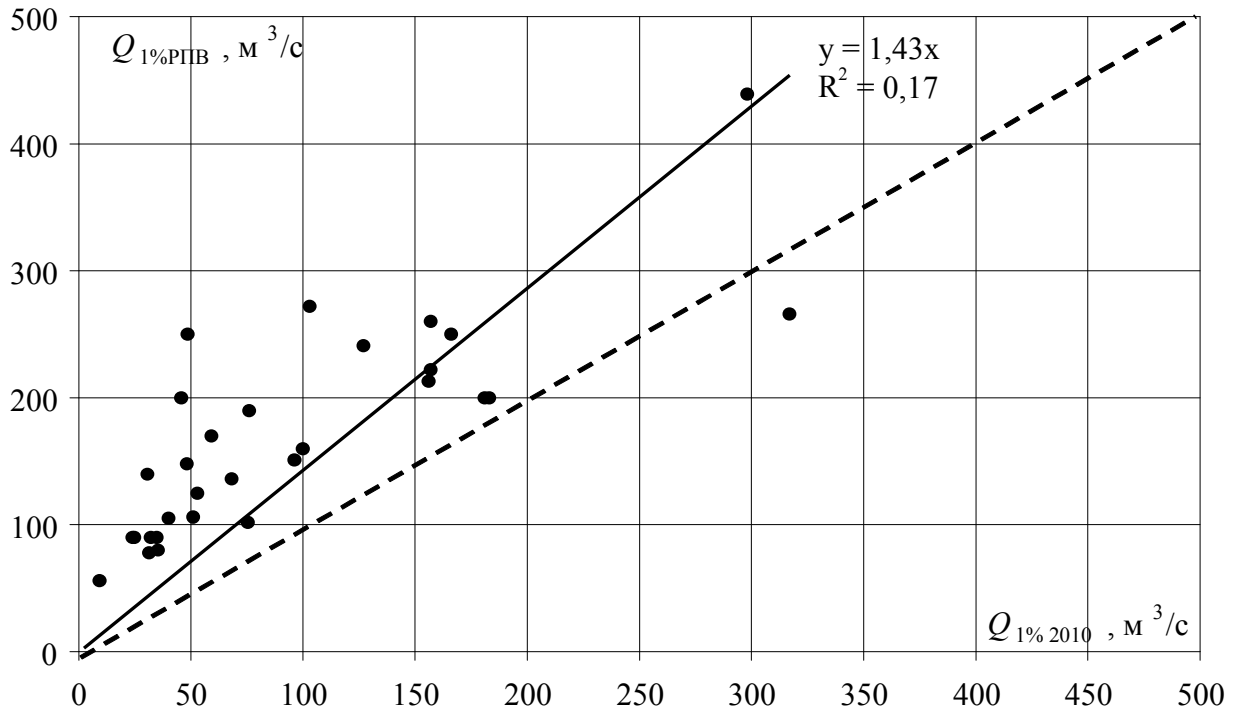


Рисунок 3.3 - Порівняння максимальних витрат води 1 %-ої забезпеченості, розрахованих за результатами статистичної обробки методом найбільшої правдоподібності станом на 2010 р. (вісь абсцис) із наведеними у довіднику РПВ до 1969 р. (вісь ординат)

Порівняння витрат води $Q_{1\%}$, розрахованих за результатами статистичної обробки станом на 2010 р. із наведеними у довіднику РПВ до 1969 р. (див. рис.3.3).

Як видно, він мало чим відрізняється від рис.3.4. Тим самим слід піддати сумніву ті результати статистичної обробки часових рядів дощових паводків, які наведені в РПВ (правда, з використанням часових стокових рядів тривалістю до 1969 року).

На практиці зазвичай не обмежуються розрахунком максимальних витрат води тільки 1%-ої ймовірності перевищення.

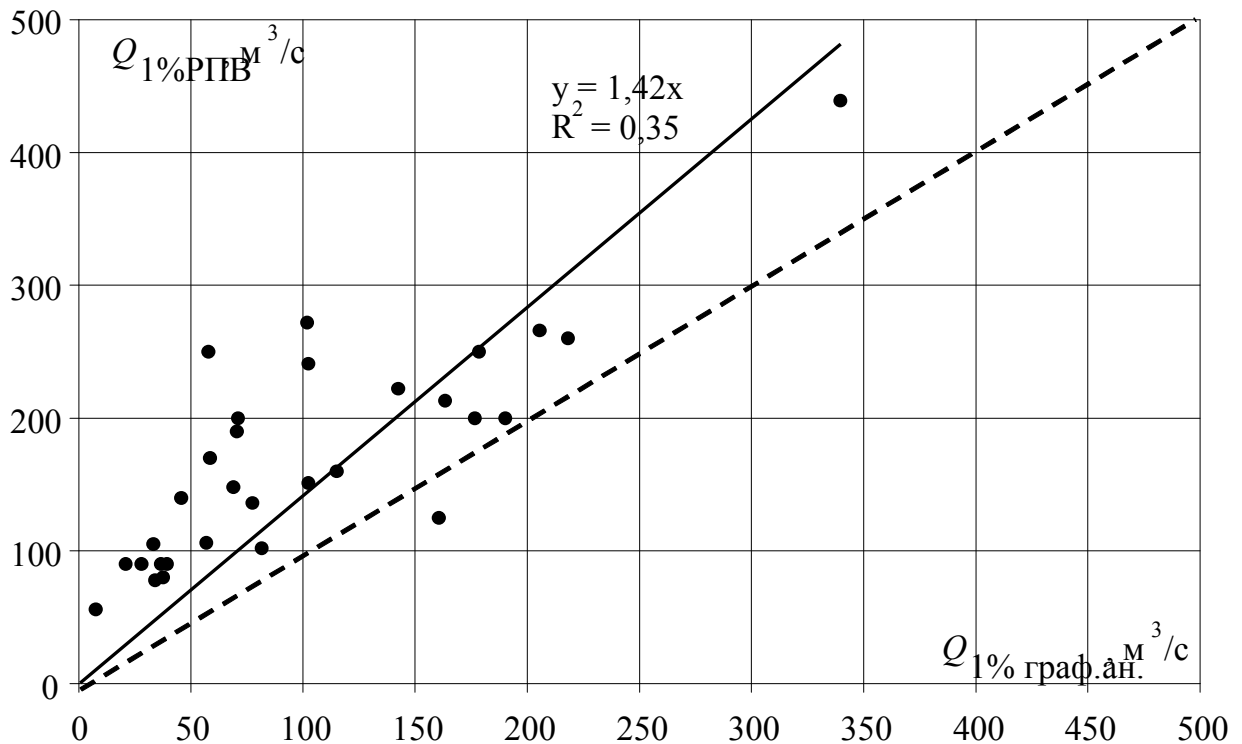


Рисунок 3.4 - Порівняння максимальних витрат води дощових паводків 1%-ої забезпеченості, розрахованих за результатами статистичної обробки графо-аналітичним методом станом на 2010 р.(вісь абсцис) із наведеними у довіднику РПВ станом на 1969 р. (вісь ординат)

Для переходу до інших забезпеченостей рекомендується перехідні коефіцієнти λ_p , одержані із залежності $Q_p = f(Q_{1\%})$ (табл.3.1).

Таблиця 3.1 - Перехідні коефіцієнти від максимальних витрат води дощових паводків опорної ($P=1\%$) забезпеченості до інших забезпеченостей ($P\%$)

$P\%$	1,0	3,0	5,0	10
λ_p	1,0	0,65	0,52	0,36

Досліджувану територію, згідно зі СНіП 2.01.14-83 [95], необхідно розглядати для трьох районів. Порівнюючи коефіцієнти λ_p , які отримані за

сучасними даними та наведені у СНіП для 3-х районів, можна зрозуміти, що вони близькі до середнього арифметичного значення λ_p для цих районів. Отже, ці величини є стійкими в часі та можуть бути використані у подальших розрахунках.

Статистична обробка часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків річок Півдня України виконана тими ж методами, що раніше використовувалися під час розгляду максимальних витрат води, тобто методами моментів і найбільшої правдоподібності. Результати статистичної обробки часових рядів шарів стоку дощових паводків наведені в табл.Б.7.

Значення середньобаторічних величин шарів стоку дощових паводків $\bar{Y}_m$ змінюються в доволі широкому діапазоні – від 0,4 мм (р. Глузський Єланчик – с. Гусельщикове, $F=1190 \text{ км}^2$, $n=7$ років) до 11 мм (р. Бужок – смт. Меджибож, $F=698 \text{ км}^2$, $n=35$ років).

Коефіцієнти варіації шарів стоку дощових паводків досліджуваних річок у методі найбільшої правдоподібності коливаються в межах від 0,56 (р.Калець – х. Перемога, $F=164 \text{ км}^2$, $n=16$ років) до 3,46 (р. Кагул – с.Гаваноси, $F=186 \text{ км}^2$, $n=17$ років). У цілому коефіцієнти варіації рядів шарів стоку дощових паводків дещо нижчі, ніж відповідні параметри рядів максимальних витрат води.

Коефіцієнти асиметрії шарів стоку дощових паводків C_s знаходяться в межах від 0,19 (р. Калець – х. Перемога, $F=164 \text{ км}^2$, $n=16$ років) до 13,10 (р.Базавлук – с. Катерино-Наталівка, $F=1050 \text{ км}^2$, $n=36$ років). У подальших розрахунках прийняті параметри статистичного розподілу, отримані методом найбільшої правдоподібності, а співвідношення C_s / C_v осереднене на рівні 2,5. З урахуванням співвідношення $C_s / C_v = 2,5$, використовуючи ординати трипараметричного гама-розподілу, отримані шари стоку дощових паводків різної ймовірності перевищення (табл.Б.8).

Аналізуючи отримані результати, можна зазначити, що максимальні значення шарів стоку 1%-ої ймовірності перевищення отримані для річок Кагул і Малий Кальчик (44 та 48 мм, відповідно), мінімальні значення величини $Y_{1\%}$

характерні для річок Громоклія та Глузський Єланчик (3,3 та 3,6 мм, відповідно). У цілому ж шари стоку паводків 1%-ої забезпеченості для басейнів річок Півдня України змінюються в діапазоні від 3,3 мм (р.Громоклія – с. Михайлівка) до 48 мм (р. Малий Кальчик – с. Кременівка).

Якщо порівняти величини шарів стоку дощових паводків 1%-ої ймовірності перевищення, наведених у РПВ (табл.Б.9), з отриманими при статистичній обробці (рис.3.5), очевидно, що результати майже такі самі, як і у випадку з максимальними витратами води (див.рис.3.4).

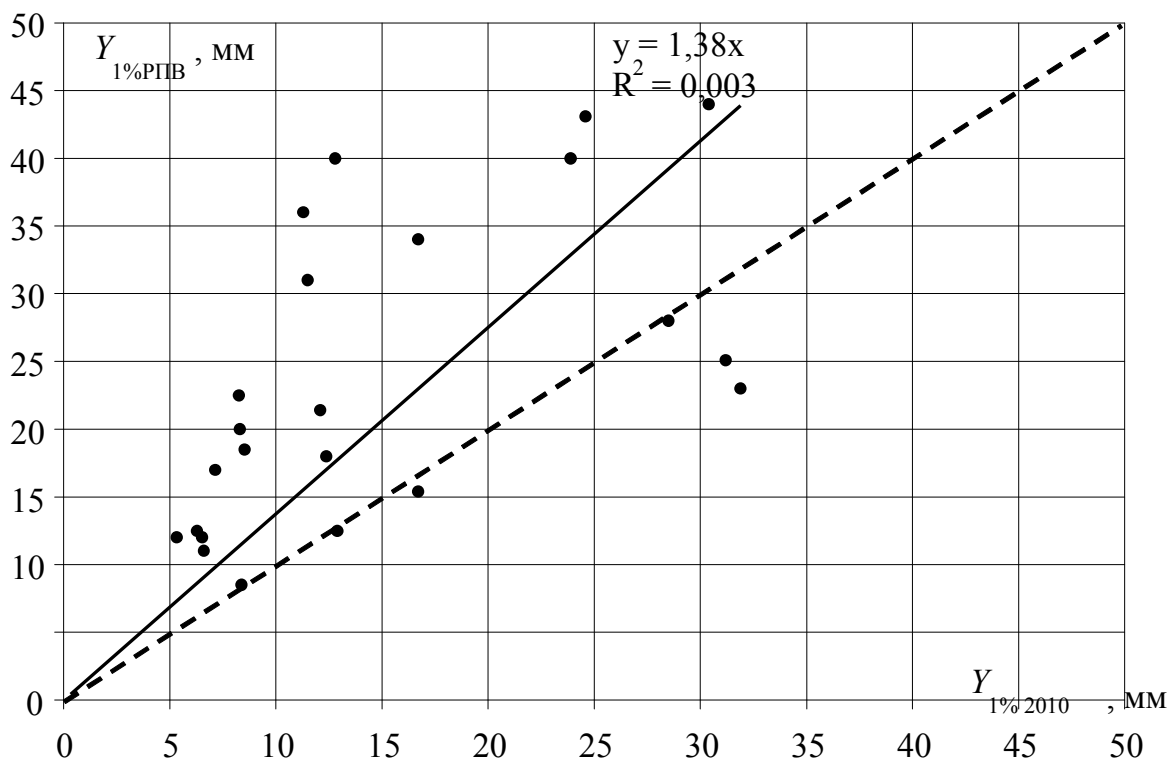


Рисунок 3.5 - Порівняння шарів стоку дощових паводків 1%-ої забезпеченості, розрахованих з використанням методів найбільшої правдоподібності станом на 2010 р. (вісь абсцис) і наведеними у довіднику РПВ станом на 1969 р. (вісь ординат)

Статистична обробка часових рядів максимальних добових опадів. В роботі використані дані спостережень 72 метеорологічних станцій, найбільша кількість яких (55,6 %), має ряди спостережень у діапазоні 31-40 років (табл.Б.10) Статистичні параметри – середнє значення рядів $\overline{H_m}$, коефіцієнти варіації C_v й асиметрії C_s , а також коефіцієнти автокореляції $r(1)$, розраховувались за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності.

Результати статистичної обробки часових рядів максимальних добових опадів наведені в табл.Б.11.

Найбільші значення $\overline{H_m}$ наявні по метеостанції Лебедівка (48,8 мм), а мінімальні – по метеостанціях Станіслав, Попелак (31 мм).

Значення коефіцієнтів варіації $(C_v)_H$ варіюють у діапазоні від 0,29 (ст. Коротне, Чадир-Лунга) до 0,61-0,76 (Генічеськ, Каушани), а коефіцієнтів асиметрії $(C_s)_H$ – від 0,31 (ст. Велика Олександрівка) до 8,3 (ст. Коблеве), співвідношення $(C_s / C_v)_H$ в середньому дорівнює 4,0.

З урахуванням співвідношення $C_s / C_v = 4,0$, використовуючи ординати трипараметричного гама-розподілу, отримані максимальні добові опади різної ймовірності перевищення, які наведені в табл.Б.12.

Найбільші добові опади 1%-ної ймовірності перевищення отримані по метеостанціях Лебедівка та Тараклія (134 та 133 мм, відповідно), а найменші – по метеостанціях Коротне, Калинінське (62 та 64 мм, відповідно).

Якщо порівнювати ці значення з картою розподілу $H_{1\%}$, наведеною в СНіП 2.01.14-83, то, як і у випадку з максимальними витратами води та шарами стоку дощових паводків, наявне завищення розрахункових значень (на карті вони коливаються в межах 120 мм -160 мм).

3.2.1.2 Збір та статистична обробка вихідної інформації по максимальному стоку теплого періоду річок Гірського Криму

Для обґрунтування розрахункової методики створено базу вихідних даних по максимальному дощовому стоку річок Криму по 54 гідрологічних постах (рис.3.6) з площами водозборів від 0,32 км² (б. Скеляста - с. Міжріччя) до 3540 км² (р.Салгир - с.Листвяне). Період спостережень на постах змінюється від 17 років (р.Альма - с.Карагач) до 82 років (р.Су-Індол - с.Тополівка). Основні гідрографічні характеристики для річок Гірського Криму показані в табл. Б.13.

Аналізуючи діапазон площ водозборів річок, на яких ведуться спостереження, можна відзначити, що їх більша частина відноситься до категорії малих річок - 53 із 54 або 98,2 %.

На річках, які можна віднести до категорії середніх, функціонує лише 1 пост, що становить 1,85 від їх загальної кількості [97].

Тривалість рядів спостережень за стоком води на досліджуваній території в цілому становить від 17 до 82 років. При цьому більшість постів (60,7 %) мають ряди спостережень тривалістю від 21 до 50 років, 16 пости (28,57 %) - більше 50 років; на 4 постах (7,14 %) гідрологічні ряди становлять від 11 - 20 років (табл.3.2).

Статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води дощових паводків на річках Криму. Відповідно до рекомендацій СНіП 2.01.14-83 [91], статистична обробка рядів максимальних витрат води здійснюється з використання кривих біноміального й трипараметричного гама-розподілу.

Статистичні параметри емпіричних рядів максимальних витрат води по 54 гідрологічних постах обчислені методами моментів і найбільшої правдоподібності.

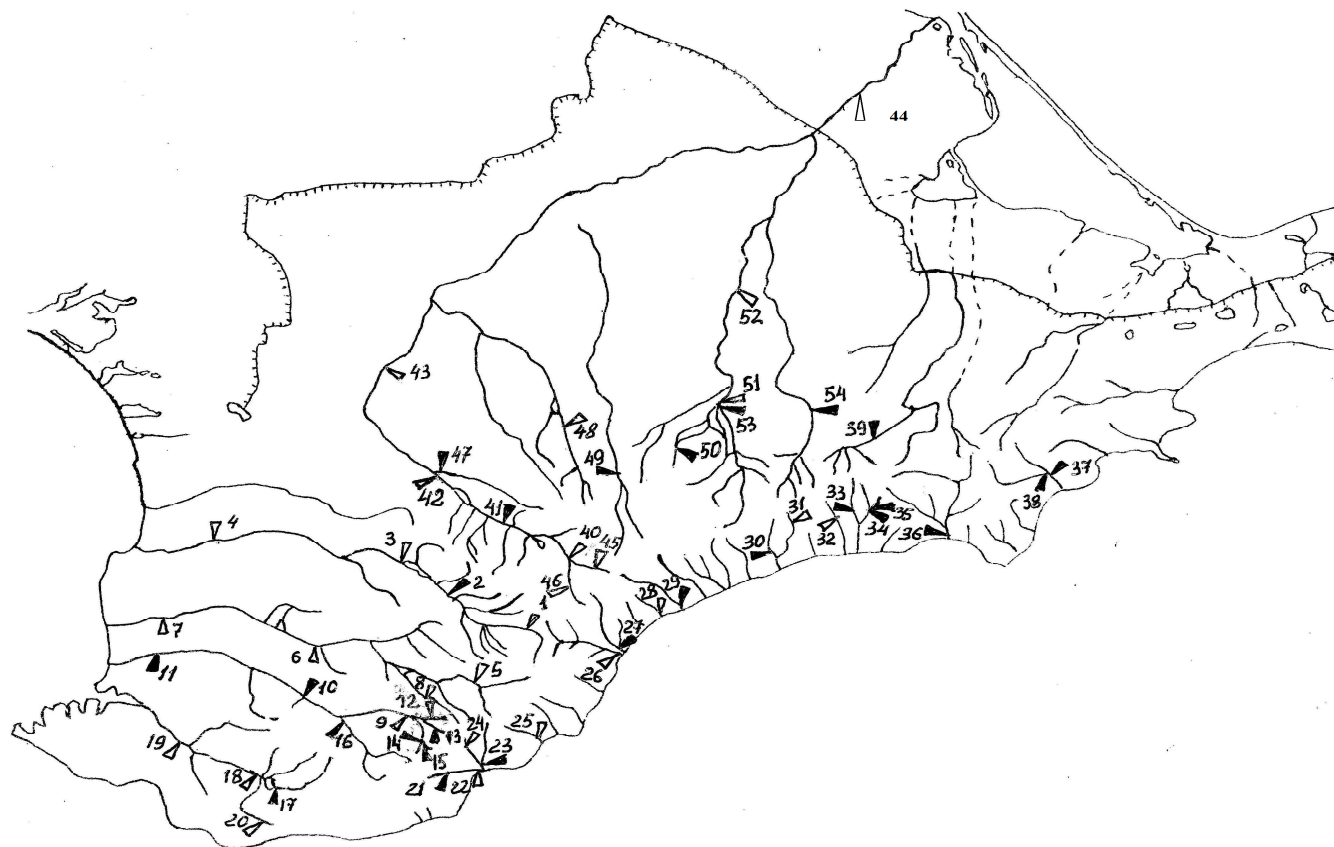


Рисунок 3.6 - Карто-схема розміщення гідрологічних постів, дані по яких були використані в дослідженні річок Гірського Криму

Таблиця 3.2 –Розподіл водозборів за тривалістю спостережень і величиною їх площ для річок Гірського Криму

Площа водозбору, км ²	Кількість гідрологічних постів з періодом спостережень							
	≤10	11-20	21-30	31-40	41-50	≥50	Всього	%
≤100	-	2	10	8	4	11	35	64,8
101 – 500	-	2	1	4	2	4	13	24,1
501 – 1000	-	-	3	-	1	1	5	9,3
1001 – 5000	-	-	1	-	-	-	1	1,9
Всього	-	4	15	12	7	16	54	
%		7,4	27,8	22,2	13,0	29,6	100,0	100

За розрахунковий взято період з початку спостережень за стоком на річках по 2010 р.

Результати статистичної обробки максимальних витрат води наведені в дод.Б.14. Значення коефіцієнтів варіації, розраховані за методом моментів, коливаються від 0,39 (притока р.Кучук - Узеньбаш) до 2,99 (струм.Кизилтаський – смт.Щебетівка), а C_v , розраховані за методом найбільшої правдоподібності – від 0,39 (притока р. Кучук-Узеньбаш) до 3,26 (струм.Кизилтаський - смт.Щебетівка). З метою порівняння цих величин побудовано відповідний графік (рис.3.7).

При значеннях коефіцієнтів варіації, менших за 1,0, результати за обома методами практично однакові. Що стосується діапазону $C_v > 1,0$, то в цьому випадку метод найбільшої правдоподібності дає значення, вищі приблизно на 7%

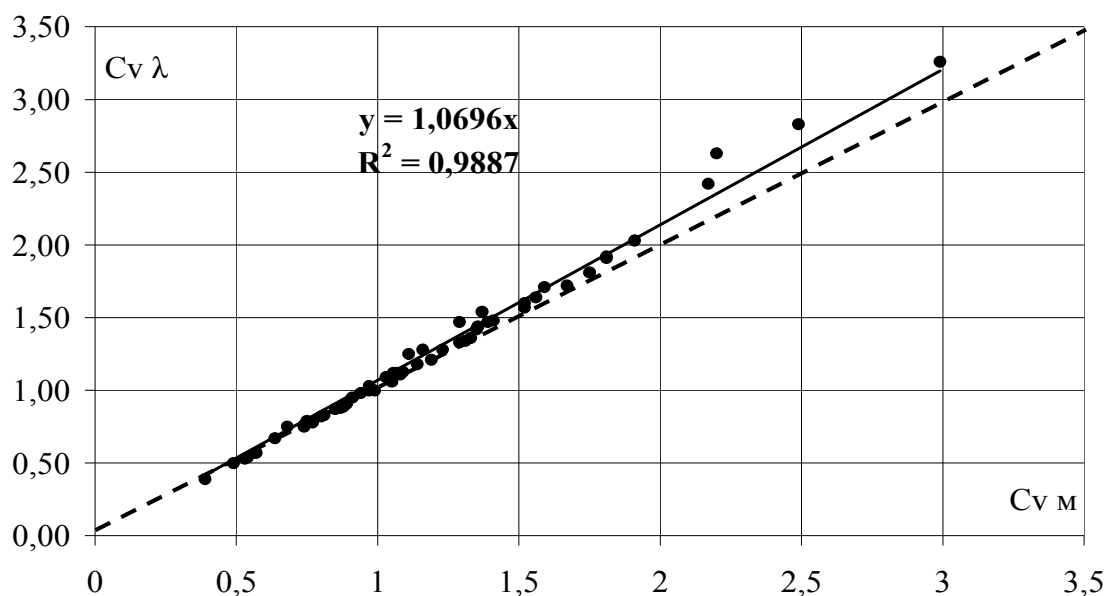


Рисунок 3.7 - Порівняння коефіцієнтів варіації максимальних витрат води дощових паводків, розрахованих за методами моментів (вісь абсцис) і найбільшої правдоподібності (вісь ординат)

Оскільки в нормативному документі [91] при значеннях $C_v > 0,5$ рекомендовано використовувати метод найбільшої правдоподібності, то в подальших розрахунках йому також було віддано перевагу, причому в усьому діапазоні C_v .

Значення коефіцієнтів асиметрії максимальних витрат води C_s змінюється від 0,29 (притока р.Кучук-Узеньбаш) до 14,19 (струм.Кизилтаський – смт.Щебетівка) при середній величині – 3,80; співвідношення C_s/C_v за результатами використання методу найбільшої правдоподібності можна осереднити і прийняти на рівні 3,0.

Розрахунок максимальних витрат води заданої ймовірності перевищення.
При відомих значеннях статистичних параметрів витрати води заданої забезпеченості при використанні біноміальної кривої розподілу визначаються

за формулою (3.55), а при використанні трипараметричного розподілу за формулою (3.57).

Розраховуються за формулою (3.57) витрати води заданої забезпеченості представлені в табл. Б.15.

Найбільше значення модуля стоку 1%-ної забезпеченості спостерігається на р. Біюк - Карасу - с. Карасівка - $8,88 \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$ ($F=3,5 \text{ км}^2$, $\bar{H}=390 \text{ м}$), а мінімальний дорівнює $0,01 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ для р. Салгир - с. Листвяне ($F=3540 \text{ км}^2$, $\bar{H}=490 \text{ м}$).

Для переходу до інших забезпеченостей рекомендується перехідні коефіцієнти λ_p , одержані із залежності $Q_p = f(Q_{1\%})$ (табл. 3.3).

Таблиця 3.3 - Перехідні коефіцієнти від максимальних витрат води дощових паводків опорної ($P=1\%$) забезпеченості до інших забезпеченостей ($P\%$)

$P\%$	1,0	3,0	5,0	10
λ_p	1,0	0,67	0,53	0,37

Порівнюючи коефіцієнти λ_p , які отримані за сучасними даними та наведені в нормативному документі СНіП 2.01.14-83 [91], можна відмітити, що вони близькі за значеннями. Отже, ці величини є стійкими в часі та можуть бути використані у подальших розрахунках.

Статистичний аналіз рядів часових шарів стоку дощових паводків річок Гірського Криму

Статистична обробка часових рядів шарів стоку виконана тими ж методами, що раніше використовувалися під час розгляду максимальних витрат води, тобто методами моментів і найбільшої правдоподібності. Результати статистичної обробки часових рядів шарів стоку дощових паводків наведені в табл. Б.16.

Коефіцієнти варіації шарів стоку дощових паводків досліджуваних річок у методі найбільшої правдоподібності коливаються в межах від 0,61 (р.Альма-с.Карагач, $F=249 \text{ км}^2$) до 2,78 (стр Кизилтаський – смт Щебетівка, $F=35 \text{ км}^2$).

Коефіцієнти асиметрії шарів стоку дощових паводків C_s знаходяться в межах від 0,5 (р.Альма-с.Карагач, $F=249 \text{ км}^2$), до 11,9 (стр Кизилтаський – смт Щебетівка, $F=35 \text{ км}^2$). У подальших розрахунках прийняті параметри статистичного розподілу, отримані за методом найбільшої правдоподібності, а співвідношення C_s / C_v осереднене на рівні 2,5.

Розрахунок максимальних шарів стоку заданої ймовірності перевищення виконаний аналогічно витратам води, отримані результати представлені в табл. Б.17.

Шари стоку 1% - ої забезпеченості дощових паводків коливаються від 10мм (р.Салгир - с.Листв'яне, $F = 3540 \text{ км}^2$, $H_{сер}=490 \text{ м}$) до 1238 мм (притока р.Кучук - Узеньбаш, $F = 2,46 \text{ км}^2$, $H_{сер}=530 \text{ м}$). Такий значний діапазон змін величин максимального стоку паводків обумовлений складним поєднанням факторів, під впливом яких він формується, зокрема висотної і широтної зональності, а також карсту.

3.2.1.3 Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

На матеріалах спостережень за максимальним стоком весняного водопілля в басейні р. Прип'ять можна прийти до висновку про наявність у часових рядах в останні десятиріччя від'ємного тренду. Тривалість часових рядів охоплює період до 2010 року. В якості прикладу, на рис.3.8 приводиться інтегральна різницева крива $\sum_{i=1}^n (k_i - 1) = f(t)$ для р. Виживка – с. Стара Виживка. Як вид-

но, з 1941 по 1967 рр. спостерігався у загальному багатоводний період. На інтервалі 1967-1980 рр. водність коливалась на рівні середнього багаторічного

значення, а з 1981 по 2010 рр. – вона знаходилась у маловодній фазі. Аналогічні співвідношення характерні й на інших періодах. Тому на цьому етапі досліджень наявні ряди спостережень за максимальним стоком весняного водопілля в басейні р. Прип'ять можуть бути використані для нормування розрахункових характеристик.

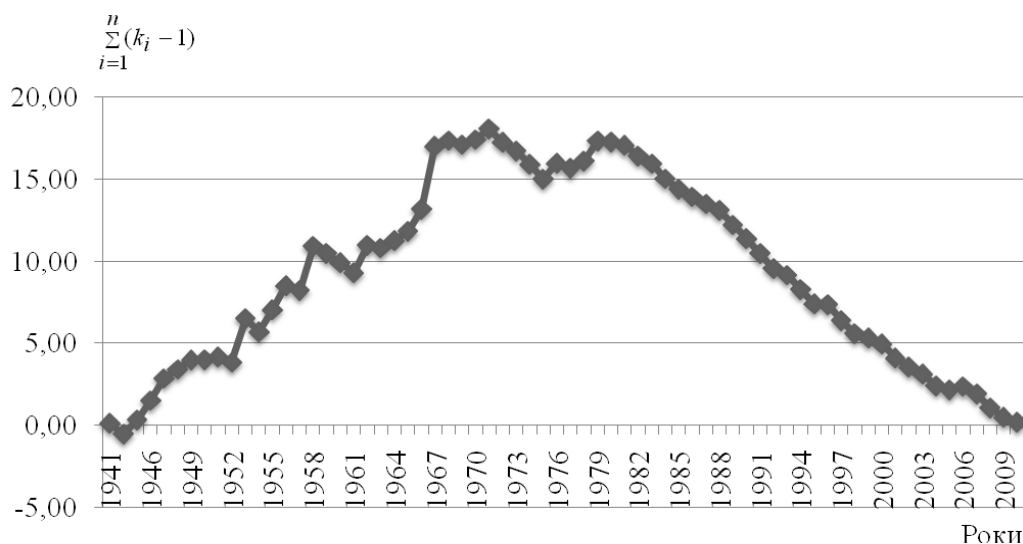


Рисунок 3.8 - Інтегральна різницєва крива максимальних витрат води весняного водопілля (р. Виживка – с. Стара Виживка)

Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля виконувалася відповідно до рекомендацій СНіП 2.01.14-83, тобто з використанням кривих біноміального і трипараметричного гама-розподілу [95].

Статистичні характеристики часових рядів – середнє значення $\bar{Q}_m$, коефіцієнти варіації C_v і асиметрії C_s (або співвідношення C_s/C_v) обчислювалися за даними 43 гідрологічних постів у басейні Прип'яті (з періодами спостережень від 17 до 85 років) за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності [98], [99].

Результати статистичної обробки приведені у табл. Б.18 .

За методами моментів і найбільшої правдоподібності отримані практично однакові значення коефіцієнтів варіації C_{v_M} і C_{v_λ} (розбіжність знаходиться

на рівні всього 3 %). Діапазон коливань C_v , розрахованих за методом найбільшої правдоподібності, знаходиться в межах від 0,53 (Іква – Млинівська ГЕС) до 1,11 (р. Случ – с. Громада).

У відповідності з рекомендаціями СНіП 2.01.14-83, коефіцієнти асиметрії C_s нормовані по їх співвідношенню з C_v . В середньому в межах усієї досліджуваної території $C_s = 2,5C_v$.

Спираючись на приведені до розрахункового періоду (до 2010 року) статистичні параметри, надалі були розраховані значення $Q_1\%$.

Для об'єктивної оцінки точності обчислення максимальних витрат води опорної забезпеченості $P=1\%$ необхідно визначити їх середньоквадратичну погрішність.

Стандартні погрішності квантилів трипараметричного гама-розподілу із закріпленими співвідношеннями між C_s та C_v для довірчих рівнів $P=1, 5, 95, 99\%$ обчислюються на основі спеціально побудованих для цієї мети номограм E_σ [94]. Таким чином, визначивши величину E_σ по номограмі, досить просто встановлюються й відносні середні квадратичні похибки квантилів $Q_1\%$

$$\sigma_{Q_1\%} = \frac{E_\sigma}{\sqrt{n}} \cdot 100 \quad (3.52)$$

Відносні похибки квантилів одновідсоткової забезпеченості $\sigma_{Q_1\%}$ в середньому для басейну р. Прип'ять знаходяться на рівні 16,7 %.

На практиці зазвичай не обмежуються розрахунком максимальних витрат води тільки одновідсоткової ймовірності перевищення. Щоб не здійснювати кожного разу розробку параметрів розрахункових формул стосовно того або іншого значення $P(\%)$, використовується метод перехідних коефіцієнтів λ_p до максимальних витрат води опорної забезпеченості. Найчастіше, у тому числі й

у СНіП 2.01.14-83, за опорну приймається забезпеченість $P = 1\%$.

Тоді перехідний коефіцієнт забезпеченості λ_p є відношенням:

$$\lambda_p = \frac{Q_p}{Q_{1\%}}. \quad (3.53)$$

Звідки

$$Q_p = Q_{1\%} \lambda_p \quad (3.54)$$

Для обґрунтування λ_p будуються залежності $Q_p = f(Q_{1\%})$. Вони зазвичай мають вигляд прямих, що виходять з початку координат. Коефіцієнт забезпеченості λ_p буде визначатися як тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис. Значення λ_p для $P = 1, 3, 5, 10, 25\%$ наведені у табл. 3.4.

Таблиця 3.4 - Перехідні коефіцієнти від максимальних витрат води опорної забезпеченості $P = 1\%$ до інших забезпеченостей $P(\%)$

$P(\%)$	1	3	5	10	25
λ_p	1,0	0,80	0,67	0,53	0,40

Статистична обробка часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять виконана тими ж методами, що й при розгляді рядів максимальних витрат води, тобто моментів і найбільшої правдоподібності, а ймовірнісні характеристики – на основі біноміального і трипараметричного гамма-розподілу. За такою ж схемою і за тим же обсягом вихідної інформації виконані й інші розрахунки. Результати статистичного аналізу приведені в табл.Б.19.

Як показав аналіз, по обох методах значення коефіцієнтів варіації C_{V_M} та C_{V_λ} відрізняються незначно. Ця обставина дозволяє використовувати як моментні оцінки, так і найбільшої правдоподібності.

По часових рядах (див. табл.Б.19) коефіцієнти варіації C_V змінюються

від 0,37 (р. Тетерів – с. Макалевичі) до 1,19 (р. Вирка – с. Сварині). Коефіцієнт асиметрії C_s нормований по співвідношенню з C_v і дорівнює 2,5.

Необхідно відмітити, що часові ряди шарів стоку характеризуються практично такою ж мінливістю, що й максимальні витрати води.

Співвідношення C_s / C_v варіюють від 1,4 (р. Уборть – с. Рудня Іванівська) до 6,9 (р. Вирка – с. Сварині).

Спираючись на приведені до розрахункового періоду статистичні параметри, надалі були розраховані значення шарів паводкового стоку $Y_1\%$ (див. табл.Б.19). Як видно, змінюються вони по території в широких межах – від 93,7мм (р. Гуйва – с. Городківка) до 228 мм (р. Стохід – с. Гулівка). Середньоквадратична похибка обчислення $Y_1\%$ на основі кривої трипараметричного гамма-розподілу становить 15,8 %.

Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'яті. Існує два підходи до узагальнення шарів стоку в просторі: картування або районування.

Приступаючи до картування шарів стоку по території, необхідно передусім виключити вплив місцевих чинників весняного стоку. Відомо, що на шар стоку можуть впливати: широтне положення водозборів, залісеність і заболоченість водозборів, їх закарстованість, розораність.

Водозбори річок, які протікають в межах правих приток Прип'яті, мають значну залісеність і заболоченість. Оскільки розподіл тепла і вологи в умовах цього району визначається широтним положенням об'єктів, то спочатку нами досліджувалась залежність $Y_1\%$ від широти геометричних центрів водозборів φ° півн.ш. (рис. 3.9).

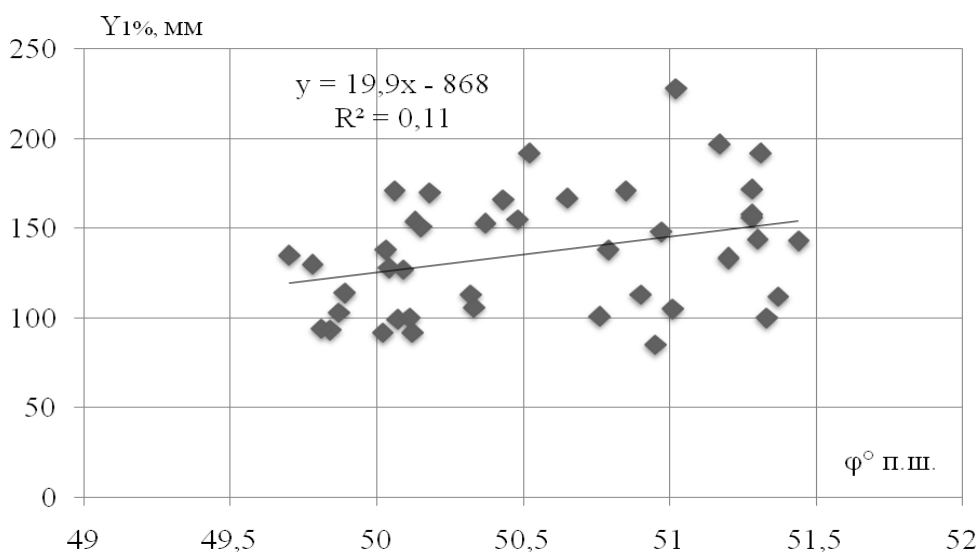


Рисунок 3.9 - Залежність шарів стоку весняного водопілля $Y_{1\%}$ від широти геометричних центрів водозборів в басейні р. Прип'ять

Зв'язок, як видно, вказує на збільшення $Y_{1\%}$ в напрямку з півдня на північ. Описати її можна рівнянням лінійного типу

$$Y_{1\%} = a_{\varphi} + b_{\varphi} \varphi^{\circ}, \quad (3.55)$$

де b_{φ} – тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис, який дорівнює 19,9.

Оскільки досліджувана територія знаходиться в обмеженому діапазоні широт, то це рівняння можна представити у вигляді

$$Y_{1\%} = (Y_{1\%})_{\varphi=51} + 19,9(\varphi - 51), \quad (3.56)$$

де $\varphi = 51^{\circ}$ пн.ш. – умовна величина, що відповідає широті, приблизно середній для району;

$(Y_{1\%})_{\varphi=51}$ – приведені до цієї умовної широти величини шарів стоку.

Після приведення даних до однієї широти побудована залежність між

$(Y_{1\%})_{\varphi=51^\circ}$, з одного боку, заболоченістю і залісеністю водозборів (рис.3.10, 3.11), з іншого.

Рисунок 3.10 - Залежність шарів стоку весняного водопілля, приведених до умовної широти $\varphi=51^\circ$ пн.ш. від залісеності водозборів в басейні р. Прип'ять

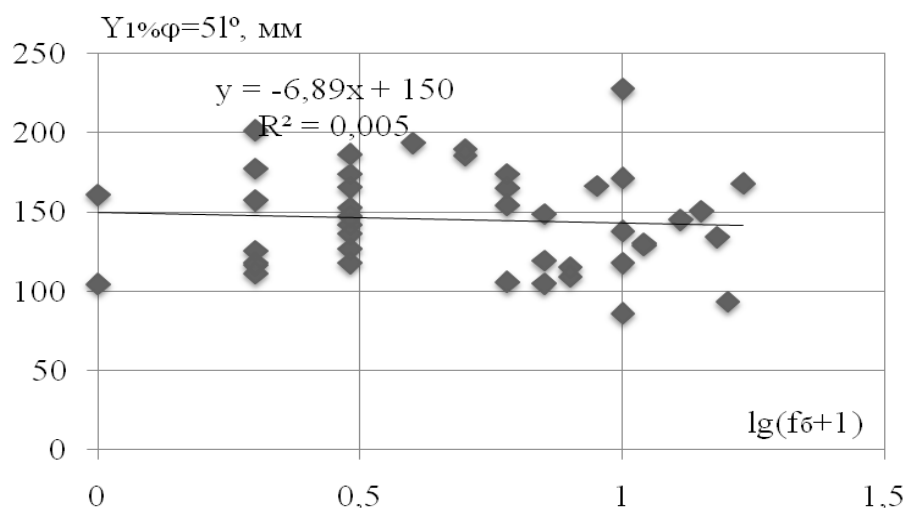


Рисунок 3.11 - Залежність шарів стоку весняного водопілля, приведених до умовної широти $\varphi=51^\circ$ пн.ш. від заболоченості водозборів в басейні Прип'ять

Значимих закономірностей в зміні шарів стоку весняного водопілля під дією цих чинників не виявлено. До речі, цей висновок повною мірою узгоджується з результатами, приведеними в монографії [100], [101], 102].

В результаті, враховуючи виражену залежність $Y_{1\%}$ від φ° пн.ш., побудована карто-схема шарів стоку весняного водопілля 1% забезпеченості (рис.3.12).

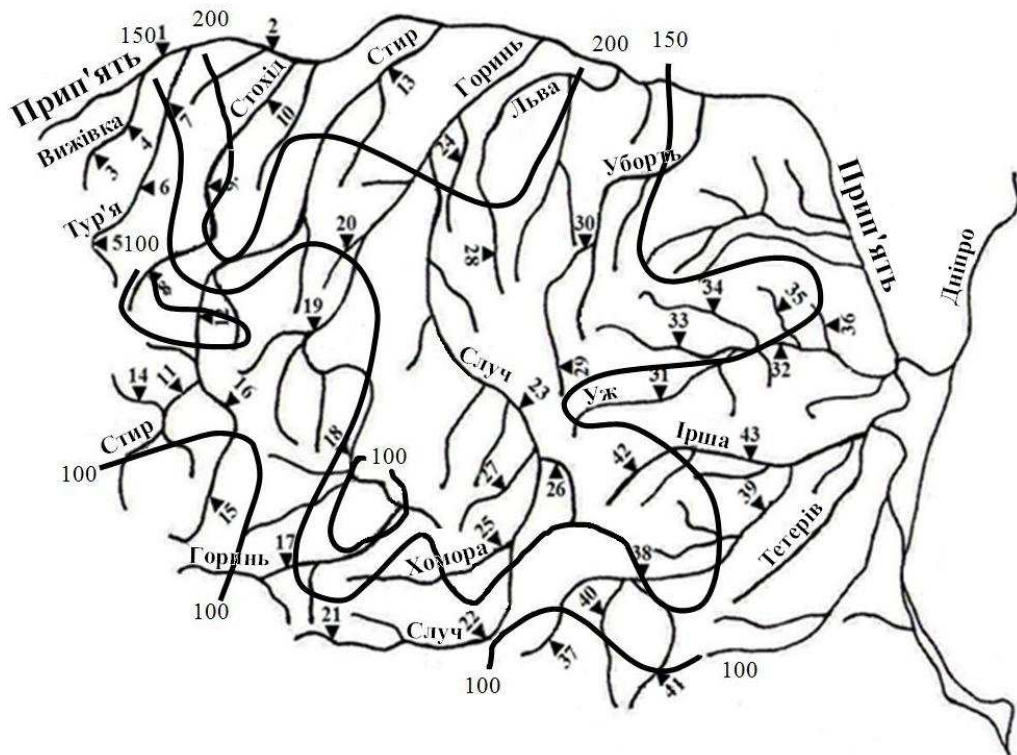


Рисунок 3.12 - Розподіл шарів стоку весняного водопілля $Y_{1\%}$ в басейні
р. Прип'ять, мм

Ізолінії проведені через 50 мм. Шари стоку зменшуються з півночі і північного заходу на південь і південний схід від 200 мм до 100 мм. Приведена карто-схема рекомендується в якості складової частини розрахункової методики максимальних модулів схилового припливу в період весняного водопілля, що розробляється [103].

3.2.1.4 Статистична обробка часових рядів максимальних снігозапасів в басейні р. Дністер

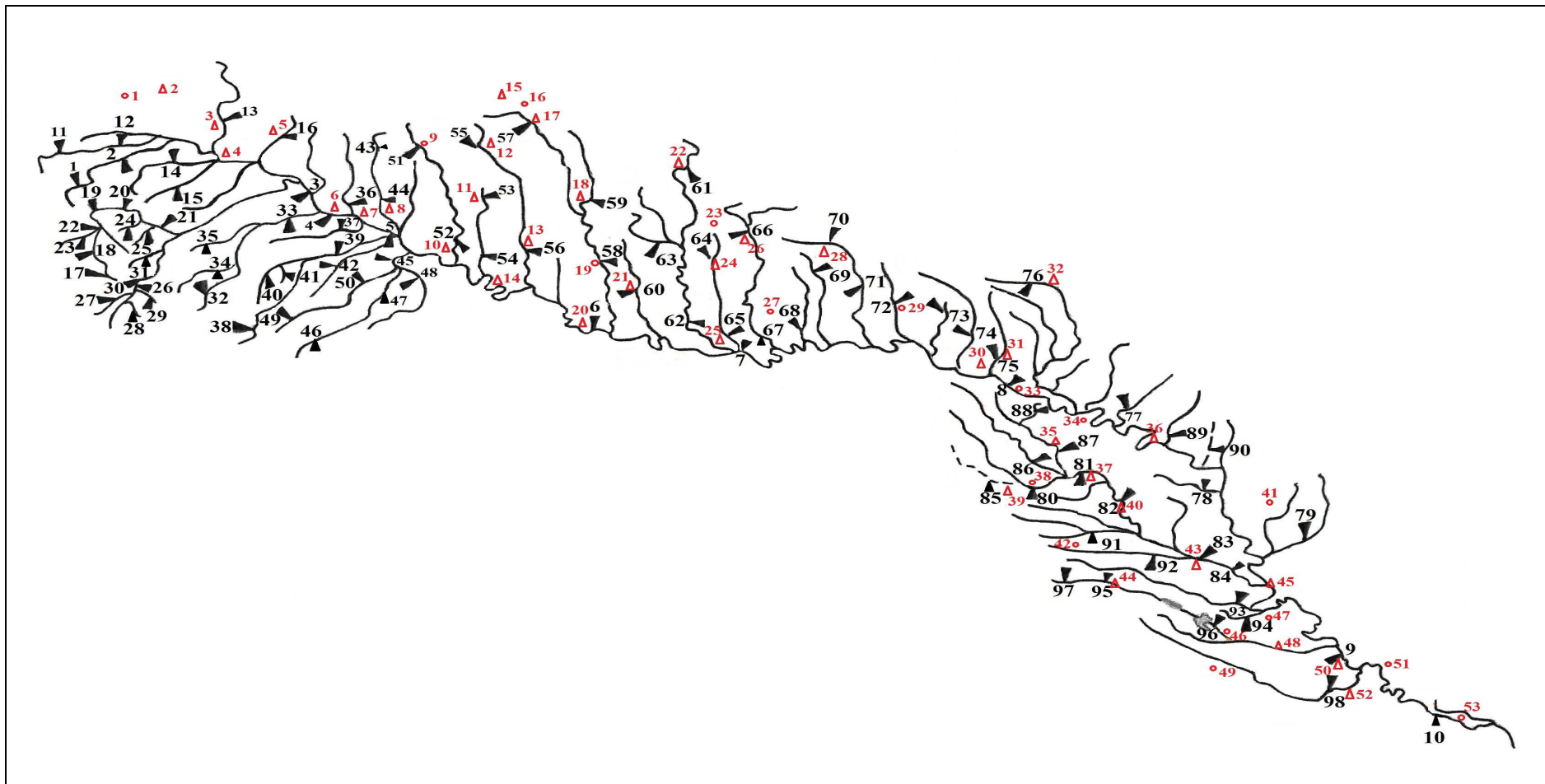
Для просторового узагальнення факторів весняного водопілля необхідні дані спостережень метеорологічних станцій і постів, зокрема, дані про максимальні запаси води в сніговому покриві і опади. На території басейну р. Дністер таких постів 53, схема їхнього розташування представлена на рис.3.13. Слід зазначити, що пункти спостережень за сніговим покривом розташовані дуже нерівномірно – більша їх частина знаходиться на лівобережжі Дністра, менша – на території Молдови. Що стосується Карпатської частини басейну (праві притоки), то тут оцінка снігозапасів є досить складним завданням. У першу чергу це викликано малою забезпеченістю гірських районів метеорологічними даними, до того ж гідрометеорологічні станції і пости розташовуються, як правило, по долинах річок і в міжгірських улоговинах, що ускладнює їх використання при оцінці снігозапасів на схилових і вододільних ділянках гірських хребтів.

Крім того, важкий доступ гірських районів не дозволяє розгорнути досить щільну мережу опорних снігомірних маршрутів, яка максимально детально відображала б просторово-часові характеристики снігового покриву на досліджуваній території [104].

У табл.3.5 наводяться дані про розподіл метеорологічних станцій і постів за періодами спостережень. Як видно з табл. 3.5, 19 постів (35,8 % від загального їх числа) має періоди спостережень за сніговим покривом менше 20 років, 29 постів (54,8 %) – 21-50 років, і 5 постів – більше 50 років (9,43 %).

Для розрахунку середніх запасів води в сніговому покриві в басейні р. Дністер були використані дані 53 метеорологічних станцій і постів за снігозапасами за період з 1946 по 2012 рр.

Період спостережень становив від 9 (м/п Зіньків) до 65 років (м/с Чортків). Результати представлені у дод.Б.20



Δ - метеорологічний пост; ○ - метеорологічна станція; ▼ - гідрологічний пост

Рисунок 3.13 - Карта - схема розташування гідрологічних і метеорологічних постів та метеорологічних станцій в басейні р. Дністер [105]

Таблиця 3.5 - Розподіл метеорологічних пунктів спостережень за снігозапасами і дощовими опадами в період весняного водопілля в басейні р. Дністер

Періоди (роки)	≤ 20	21-30	31-40	41-50	> 50	Всього	
						Кількість	%
Кількість	19	10	9	10	5	53	
%	35,8	18,9	17,0	18,9	9,4		100

За результатами статистичної обробки (див. дод. Б.20) середні багаторічні значення максимальних запасів води у сніговому покриві (за вимірами у полі) змінюються по території від 20 мм (м/п Казанешти) до 52 мм – по м/с Тернопіль. Величини коефіцієнтів варіації за методом моментів змінюються по території від 0,46 (м/п Каменка) до 0,82 (м/с Олонешти), а середнє значення співвідношення C_s/C_v дорівнює 1,6, що дозволяє у подальших розрахунках прийняти $C_s \approx 1,5 C_v$.

З метою подальшого узагальнення характеристик максимальних снігозапасів побудована залежність коефіцієнтів варіації C_v від величин снігозапасів у полі. Як видно з рис.3.14, має місце тенденція до збільшення C_v при збільшенні $\bar{S}_m$, але коефіцієнт такої залежності не значущий.

Залежність величин максимальних снігозапасів у полі від широти центрів тяжіння водозборів (рис.3.15) характеризується значущим коефіцієнтом кореляції ($r=0,39$), що є достатньою підставою для картування даної величини.

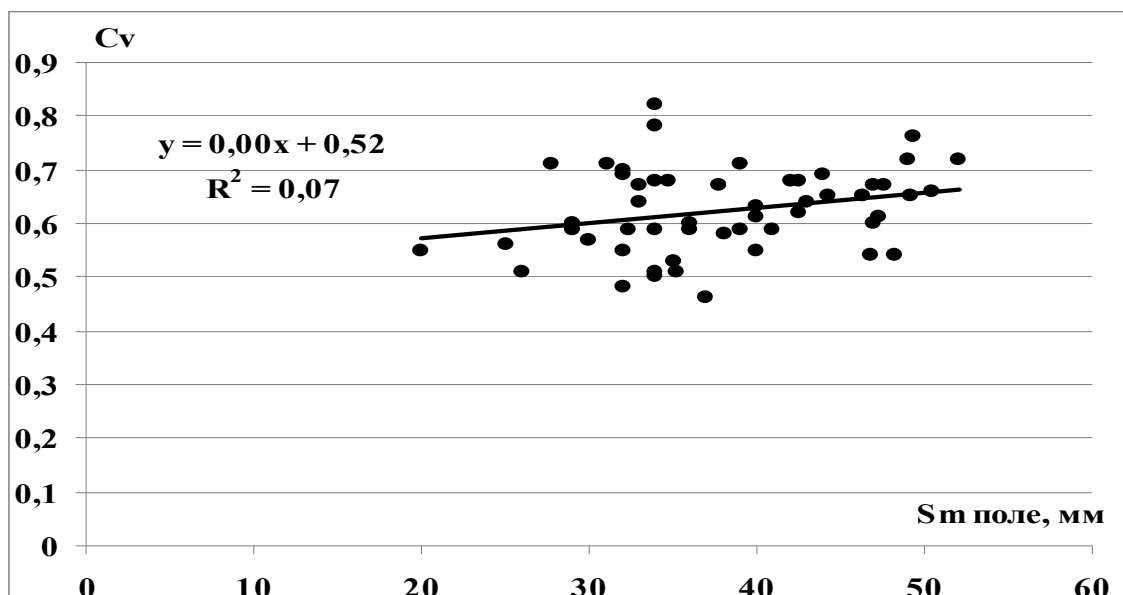


Рисунок 3.14 - Залежність коефіцієнтів варіації C_v від величин снігозапасів у полі Sm_n , мм.

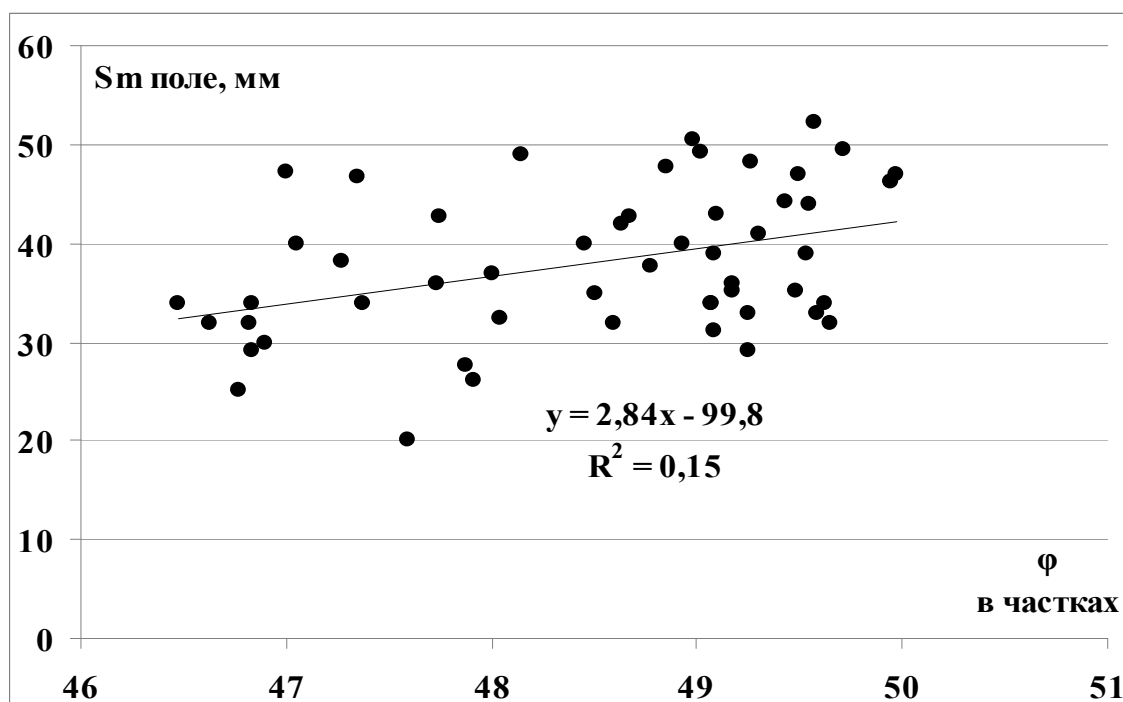


Рисунок 3.15 - Залежність снігозапасів у полі Sm_n (мм) від широти центрів тяжіння водозборів в басейні р. Дністер

3.2.2 Статистична обробка вихідної інформації по мінімальному стоку рі-

чок України

Для розрахунку мінімального стоку річок Сула, Псел, Ворскла були розглянуті ряди мінімальних 30-ти добових витрат води теплого і холодного періодів.

В басейнах річок Сула, Псел, Ворскла використані 18 водозборів. В басейні р.Псел розташовано 5 водозборів, в басейні р.Ворскла - 4, в басейні р.Сула - 9 водозборів (рис.3.16), площі яких змінюються від 309 км² (р.Мерла-м.Богодухів) до 21800 км² (р.Псел-с.Запсілля) (табл.3.6), період спостережень становить від 39 до 79 років, на більшості постів кількість років спостережень становить 51-70 років [106,107].

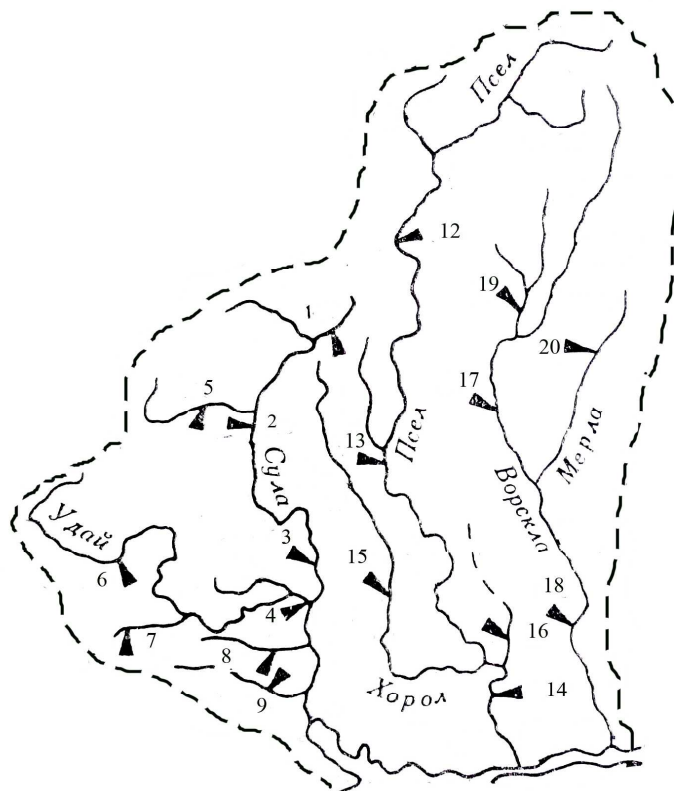


Рисунок 3.16 – Розташування гідрологічних постів
в басейні річок Сула, Псел, Ворскла

Таблиця 3.6 – Основні гідрографічні характеристики басейнів річок
Сула, Псел, Ворскла

№ п/ п	Річка-пост	Площа водо- збору, км ²	Широта центру водо- зборів	Відстань від устя, км	Ухил, %	Середня висо- та водозбору, м	Озерність, %	Заболоче- ність, %,	Розораність %	Лісистість, %
1	р.Сула – с.Зеленівка	427	50,8	40	33	180	<1	<1	-	4
2	р.Сула –м.Ромни	4020	50,9	110	-	160	<1	3	-	5
3	р.Сула - с.Снятин	6540	50,6	247	-	140	<1	3	-	5
4	р.Сула -м.Лубни	14200	50,6	278	-	120	<1	(7)	-	(7)
5	р.Ромен-м.Ромни	1650	50,9	98	-	150	<1	6	-	4
6	р.Удай - м.Прилуки	1520	50,8	91	-	140	<1	8	-	11
7	р.Перевід – с.Сасинівка	745	50,5	57	3,7	130	<1	11	-	2
8	р.Сліпорід – с.Олександрівка	527	50,1	75	7,8	120	<1	3	-	<1
9	р.Оржиця - с.Маяківка	1950	50,1	100	-	120	<1	1	-	8
10	р.Псел –м.Суми	7770	51,1	272	-	190	<1	1	-	6
11	р.Псел –м.Гадяч	11300	50,9	414	-	180	<1	1	-	-
12	р.Псел – с.Запсілля	21800	50,4	702	-	160	<1	3	-	8
13	р.Хорол – м.Миргород	1740	50,4	173	-	130	<1	1	-	5
14	р.Голтва – с.Михнівка	1560	49,7	89	-	140	<1	2	-	2
15	р.Ворскла – с.Чернетчина	5790	50,5	209	-	170	<1	1	-	9
16	р.Ворскла- с.Кобеляки	13500	50,0	117	-	140	<1	3	-	10
17	р.Ворсклиця – с.Березівка	1460	50,6	91	-	170	<1	<1	-	12
18	р.Мерла – м.Богодухів	309	50,2	31	43	180	<1	<1	-	10

Аналіз часових рядів мінімального стоку (30-ти добових витрат води теплого періоду).

Часові ряди мінімального стоку (30-ти добові витрати води теплого періоду) піддавались статистичній обробці з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності [46]. Ці методи дають практично однакові результати по коефіцієнтах варіації C_v , тому для подальших розрахунків можна використовувати як один, так і другий методи.

Найменше значення коефіцієнта варіації спостерігається на р.Оржиця - с.Маяківка ($C_v=0,42$), найбільше – на р.Голтва – с.Михнівка ($C_v=1,34$). Коефіцієнти автокореляції $r(1)$ змінюється в межах 0,02- 0,70, а відношення C_s/C_v - від 0,4 (р.Сліпорід –с.Олександрівка) до 4,1 (р.Ромен-м.Ромни).

У подальшому були використані результати статистичної обробки часових рядів мінімального стоку, обчислених за методом найбільшої правдоподібності. Щодо відношення C_s/C_v , то воно після округлення прийняте на рівні 2.5.

Допустимою похибкою розрахунку середнього для мінімального стоку можна вважати $\pm 15\%$. В іншому разі вихідні ряди потребують подовження. Для теплого періоду в 2 випадках (р.Сула - с.Снятин и р.Голтва –с.Михнівка) похибка розрахунку середнього становить 16 % і 18,4 %, відповідно, таким чином ці ряди потребують приведення до тривалого періоду спостережень з використанням річок-аналогів [46].

Аналіз часових рядів мінімального стоку 30-ти добових витрат води холодного періоду.

Ряди мінімального стоку 30-ти добових витрат води холодного періоду піддавались статистичній обробці з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності [46]. Обидва методи дають практично однакові результати.

Найменше значення коефіцієнта варіації відноситься до р.Оржиця - с.Маяківка ($C_v=0,5$), найбільше –до р.Голтви –с.Михнівка ($C_v=2$). Коефіцієнт автокореляції $r(1)$ змінюється в межах 0,09- 0,64, відношення C_s/C_v - від 1,0

(р.Ромен – м Ромни , р.Хорол –м.Миргород) до 5,8 (р.Ворскла –с.Чернетчина).
У середньому відношення $C_s/C_v=3.0$.

Для холодного періоду у 15 випадках похибка розрахунку не перевищує допустимої (до 15 %), в 3 випадках (р.Сула - с.Снятин $\sigma_Q=17\%$, р.Голтва – с.Михнівка $\sigma_Q=20,8\%$ і р.Ворсклиця –с.Березівка $\sigma_Q=15,6\%$),

3.2.3 Статистична обробка вихідної інформації по річному стоку

3.2.3.1 Статистична обробка вихідної інформації по річному стоку в басейні р. Південний Буг

Вихідні дані по річному стоку в басейні р. Південний Буг.

Дослідження за річним стоком велись по 24-х гідрологічних постах, з періодом спостережень по 2010 рік включно. Основні гідрологічні характеристики басейну р. Південний Буг наведені у табл. 3.7.

По території вони розподілені нерівномірно. З них на головній річці розташовано 5 постів, по 2 пости на р.Соб, р.Синюха, р.Гнилий Тікіч, р.Чорний Ташлик, р.Кодима і по 1 посту на річках Іква, Згар, Велика Вись, Рів, Савранка, Велика Вись, Ятрань, Циганка

Таблиця 3.7 -Основні гідрологічні характеристики басейну р. Південний Буг

№ поста	Річка – пост	$F, \text{км}^2$	$L, \text{км}$	$I, \text{‰}$	$H, \text{м}$	$f_b, \text{‰}$	$f_l, \text{‰}$
1	Південний Буг- с.Пирогівці	827	76	0,6	320	3	8
2	Південний Буг - с.Лелітка	4000	152	0,3	320	5	8
3	Південний Буг - м.Сабарів	9010	235	0,3	310	6	11
4	Південний Буг- с.Тростянич	17400	436	0,3	310	4	11
5	Південний Буг - с.Підгір'я	24600	587	0,4	-	3	14
6	Південний Буг – Первомайська ГЕС	27300		0,4		3	10
7	Бужок - смт Меджибіж	698	72	0,6	320	7	1

Кінець таблиці 3.7

№ поста	Річка – пост	F , км ²	L , км	I , ‰	H , м	f_0 , %	f_L , %
8	Іква - смт Стара Синява	439	45	0,7	310	4	5
9	Згар - смт Літин	692	59	0,7	320	11	13
10	Рів – с.Демидівка	1130	97	0,7	310	4	12
11	Соб – с.Зозів	92,5	13	2,9	290	0	3
12	Соб – Дмитренківська ГЕС	2840		0,7	240	<1	10
13	Савранка - с.Осички	1740	91	1,1	200	2	15
14	Кодима - с.Обжила	145	12	4,0	230	2	19
15	Кодима - с.Катеринка	2390	137	0,6	170	<1	11
16	Синюха –с. Червонохуторська	16500		0,6	190	1	5
17	Синюха - с.Синюхин Брід	16700	99	0,6	190	1	5
18	Гнилий Тікіч – смт Лисянка	1450	82	0,7	210	<1	5
19	Гнилий Тікіч – с. Лоташевська	3140		0,6	200	<1	10
20	Велика Вись - с.Ямпіль	2820	156	0,3	180	1	3
21	Ятрань - с.Покотилове	2140	99	1,3	200	<1	7
22	Циганка - с.Червонопілля	248	16	4,4	180	1	12
23	Чорний Ташлик – с.Піщаний Брід	1830	66	1,0	200	<1	2
24	Чорний Ташлик - с.Тарасівка	2230	117	0,8	200	<1	2

Розподіл постів за тривалістю спостережень і за площею водозборів наведений у табл.3.8 та 3.9.

Таблиця 3.8 – Розподіл гідрологічних постів за тривалістю спостережень в басейні р. Південний Буг

Кількість років спостережень					
<20	20 – 40	40 – 60	60 – 80	>80	Усього
0	7	6	10	1	24

Таблиця 3.9 – Розподіл гідрологічних постів за площею водозборів в басейні р. Південний Буг

Площа водозборів, км ²					Усього
<500	500-2000	2000-5000	5001-10000	>10000	
4	7	7	1	5	24

Найбільш тривалий період спостережень (з 1916 по 2010 рр.) відмічений на р.Рів – с.Демидівка, найбільш короткий (1955 – 1975 рр.), на р. Гнилий Тікіч – с.Лоташевська. Найбільша площа водозбору становить 27300 км² на р.Південний Буг – с.Первомайська ГЕС, найменша 92,5 км² - на р.Соб – с.Зозів.

Ухили річок знаходяться в межах від 0,3 ‰ до 4,4 ‰. Залісеність водозборів змінюється від 1 % до 19 %.

Аналіз циклічності в часових рядах річного стоку в басейні р.Південний Буг

Нормою стоку називається його середня величина за багаторічний період з незмінними ландшафтно-географічними умовами, які відносяться до сучасної геологічної епохи та з однаковим рівнем господарського освоєння басейну річки. Багаторічний ряд спостережень, за яким визначається норма стоку, повинен включати не менше двох повних суміжних циклів коливань водності. Цикли водності складаються з двох фаз – багатоводної та маловодної.

Норма стоку може бути виражена як середньорічна витрата води $\bar{Q}$, м³/с, середній річний об'єм стоку $\bar{W}$, в м³ або км³, середній річний модуль стоку $\bar{q}$, (дм³/с·км²), середній річний шар стоку $\bar{Y}$, в мм, віднесений до площі водозбору F .

Норма річного стоку розраховується як його середнє значення за такою тривалістю спостережень, при якій воно є достатньо стійким для практичних розрахунків, тобто з похибкою не більше 5 % (для зони достатнього зволоження) або 10 % (для зони недостатнього зволоження), та з похибкою коефіцієнта варіації $\sigma_{C_v} \leq 15 \%$ [91].

Враховуючи, що гідрологічним величинам властива циклічність, необхідно до того як приступити до визначення норм стоку, дослідити наявність циклічності у часових рядах стоку річок. С цією метою використовують метод різницевого інтегрального кривих.

Різницеві інтегральні криві відхилень річних величин стоку від їх середнього значення будуються у відносних величинах - у модульних коефіцієнтах. Для побудування такої кривої послідовно підсумовуються 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 побудування кривої визначають наступним чином

$$\sum_{i=1}^t (K_i - 1) = f(t), \quad (3.57)$$

де K_i - модульний коефіцієнт.

При побудуванні різницевого інтегрального кривих (рис.3.17 - 3.19) розраховується наростаюча сума відхилень $(K_i - 1)$ з урахуванням знаків.

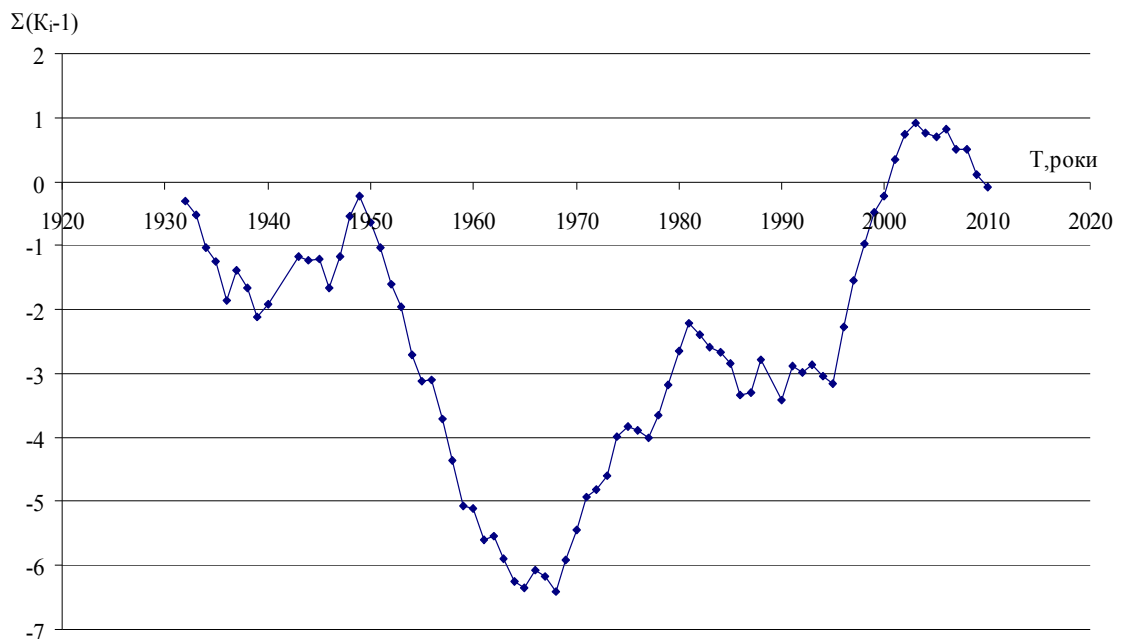


Рисунок 3.17 – Різницева інтегральна крива (р.Згар-м. Літин)

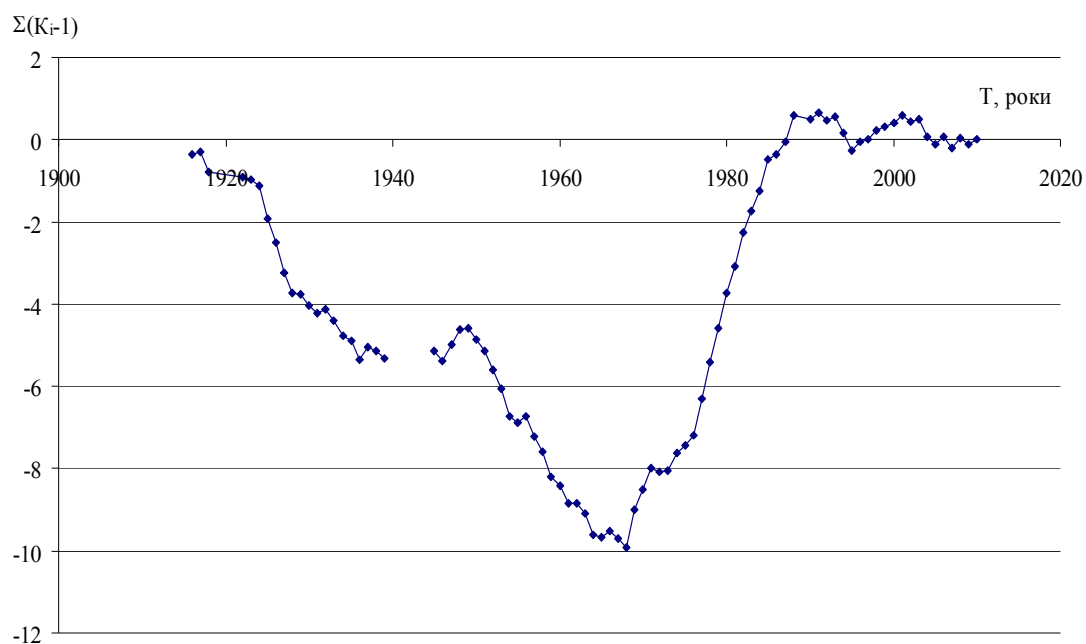


Рисунок 3.18 – Різницева інтегральна крива (р.Ров-с. Демидівка)

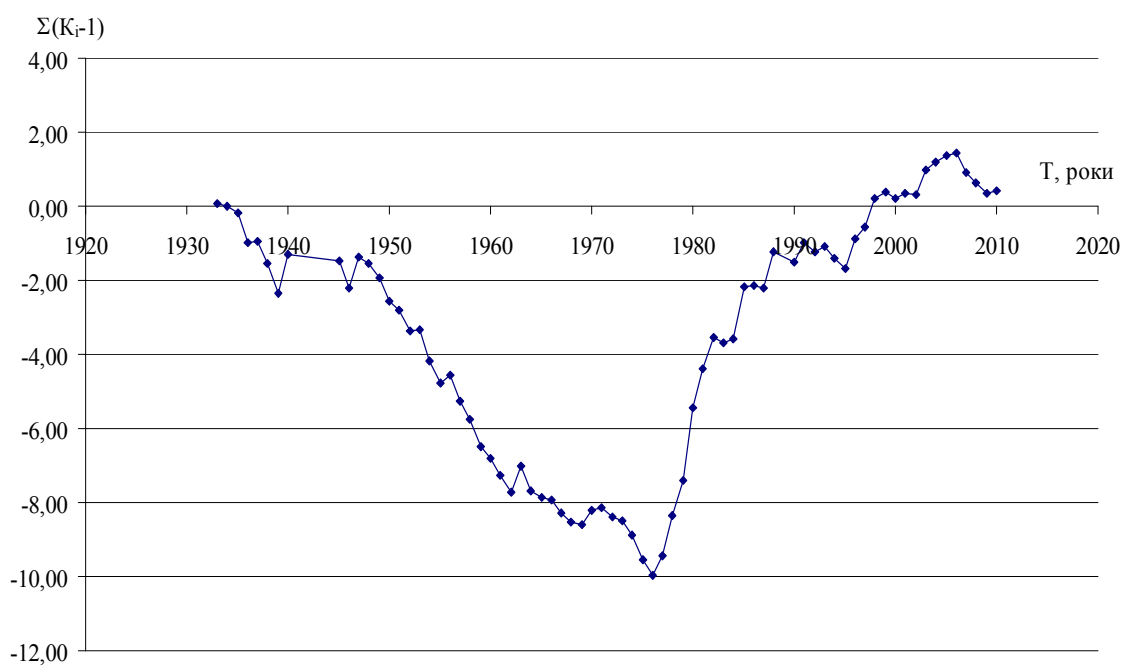


Рисунок 3.19 – Різницева інтегральна крива (р.Кодима-с. Катеринка)

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:

$$\operatorname{tg} \alpha = (K_i - 1)_{\text{сер}} = \frac{l_k - l_n}{m}, \quad (3.58)$$

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 $(K_i - 1)_{\text{сер}}$ додатне, відповідає багатоводній фазі коливань стоку. Період же, для якого об'єднуюча лінія нахилена вниз $(K_i - 1)_{\text{сер}}$ та має від'ємне значення, відповідає маловодній фазі.

Аналіз циклічності часових рядів річного стоку річок в басейні Південний Буг

Для встановлення в басейні р.Південний Буг характеру коливань водності в рядах річного стоку нами були обрані 3 гідрологічних пости з періодами спостережень від 73 до 86 років(р.Ров – с.Демидівка , р. Кодима - с.Катеринка, р. Згар - смт Літин).

Порівнювальний аналіз цих кривих з тривалими рядами спостережень свідчить про те, що розглянуті ряди майже повною мірою утворюють замкнутий цикл коливання водності. Таким чином, при розрахунках норм річного стоку, у першу чергу необхідно керуватись аналізом циклічності. У цілому можна відзначити, що наявні ряди мають чітко виражені цикли коливань водності. Це дозволяє розрахувати середні багаторічні норми річного стоку.

Наявність трендів річного стоку в басейні р.Південний Буг

Перевірка часових рядів річного стоку на однорідність в басейні р.Південний Буг була виконана за критеріями Фішера, Стюдента та Вілкоксо-

на. Результати наведені у табл.Б.21. Неоднорідними виявились вісім постів (р.Південний Буг - с.Пирогівці, р. Південний Буг - м.Сабарів, Південний Буг – Первомайська ГЕС, р. Згар - смт Літин, р. Ров – с.Демидівка, р. Кодима - с.Обжила, р.Кодима – с.Катеринка). По цих постах були визначені тренди. Результати складових для визначення тренду представлені у табл.3.10. Як видно з таблиці, тренд наявний в усіх неоднорідних рядах.

Таблиця 3.10 – Розрахунок складових для визначення трендів в часових рядах річного стоку і басейні р. Південний Буг

№ п/п	Річка-пост	n лет	F , км ²	S^2	σ_q^2	Z	$Z_{кр}$	Тренд
1	Південний Буг - с.Пирогівці	46	827	1,44	3,57	0,40	0,76	наявний
2	Південний Буг - м.Сабарів	57	9010	0,79	1,63	0,48	0,78	наявний
3	Південний Буг – Первомайська ГЕС	39	27300	0,17	0,38	0,44	0,74	наявний
4	Згар - смт Літин	76	692	0,94	1,55	0,61	0,80	наявний
5	Рів – с.Демидівка	86	1130	0,74	1,81	0,41	0,81	наявний
6	Кодима - с.Обжила	43	145	0,12	0,21	0,55	0,76	наявний
7	Кодима - с.Катеринка	73	2390	0,13	0,19	0,69	0,82	наявний
8	Гнилий Тікіч – смт Лисянка	54	1450	0,34	0,53	0,64	0,78	наявний

З вихідних даних не можна зробити однозначних висновків стосовно причин такої неоднорідності. Відомо, що на р.Південний Буг була побудована електростанція біля м. Первомайськ, яка могла вплинути на порушення однорідності часових рядів річного стоку.

Дані табл.3.10 свідчить про те, що це мало ймовірно, бо z та $z_{кр}$ змінюються майже в одних і тих же межах, що й по річках р.Південний Буг - с.Пирогівці й р. Південний Буг – м.Сабарів. Більш того, по р. Південний Буг –

Первомайська ГЕС часовий ряд гідрологічних спостережень є самим коротким (39 років). Для з'ясування неоднорідності необхідно звернути увагу на господарську діяльність в басейні р.Південний Буг.

Статистичний аналіз часових рядів річного стоку в басейні р.Південний Буг

Статистична обробка часових рядів середньорічних модулів стоку в басейні р.Південний Буг проводилась методами моментів та найбільшої правдоподібності. Обчислювались стандартні параметри ($\bar{q}$, C_v , C_s і C_s / C_v) за програмою Stok Stat. Середньорічні модулі стоку змінюються від 0,75 (р.Кодима - с.Катеринка) до 5,30 (р.Південний Буг - с.Пирогівці) $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Коефіцієнти варіації, обчислені за двома методами, мають приблизно однакові значення і змінюється від 0,30 (р. Південний Буг - с.Підгір'я, $F=24600 \text{ км}^2$) до 0,59 (р. Чорний Ташлик – с.Піщаний Брід, $F = 1830 \text{ км}^2$). Тому у подальших розрахунках можна використовувати результати обох методів.

Коефіцієнт асиметрії змінюється від 1,70 (р. Ятрань - с.Покотилове, $F = 2140 \text{ км}^2$) до -0,19 (р. Соб - с.Зозів, $F = 92,5 \text{ км}^2$). Співвідношення C_s / C_v в середньому знаходиться на рівні 2,17, що відповідає рекомендаціям СНіП 2.01.14-83.

Оскільки матеріали вимірювань стоку завжди обмежені, то в практичних розрахунках обчислюються не самі параметри, а їх приблизні значення. Мірою точності є середня квадратична похибка, яка обчислюється за формулою [91]

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}}. \quad (3.59)$$

Так як C_v має приблизно однакові результати за двома способами, σ_{C_v} було розраховано за формулою

$$\sigma_{C_v} = \frac{\sqrt{1 + C_v^2}}{2n} \cdot 100\%. \quad (3.60)$$

Результати розрахунку статистичних параметрів часових рядів річного стоку в басейні р. Південний Буг наведені в табл.Б.22.

Середня квадратична похибка норм річного стоку складає $\sigma_q = 6,0 \%$, коефіцієнтів варіації $\sigma_{C_v} - 11,0 \%$. Це відповідає вимогам нормативного документа СНіП 2.01.14-83. Результати обчислення наведені у табл. Б.23. .

3.2.3.2 Статистична обробка вихідної інформації по річному стоку річок у Закарпатті

Найбільш складними є умови формування стоку у гірських районах, до яких відноситься Закарпаття.

Головною причиною коливань величин річного стоку є мінливість з року в рік кліматичних чинників, які пов'язані з особливостями циркуляції атмосфери [43].

Характеристикою багаторічної мінливості ряду стоку і важливим елементом статистичного аналізу часових рядів річного стоку є оцінка коефіцієнтів варіації й асиметрії розподілу, що приймаються для описування сукупності випадкових величин.

В якості таких параметрів, крім норм річного стоку, виступають середнє квадратичне відхилення (або коефіцієнт варіації C_v) і коефіцієнт асиметрії C_s або їх співвідношення C_s/C_v – встановлюються по гідрометричних рядах спостережень за досліджуваною гідрологічною характеристикою методом найбільшої правдоподібності або методом моментів.

У гірських районах інтегральним показником кліматичних умов є висотне положення водозборів. Так як при збільшенні висоти місцевості зростають, як правило, опади і запаси снігу в горах і покращується ґрунтове живлення річок, то можна очікувати, що зі збільшенням висоти басейнів буде зменшуватися варіація стоку [46]. Тому в цих умовах формули коефіцієнта варіації мають вигляд [108], [109]

$$Cv = \frac{a}{H^m F^n} \quad \text{або} \quad Cv = \frac{a_1}{H^m}, \quad (3.61)$$

де H – середня висота водозборів.

Враховуючи, однак, наявність у гірських районах залежності норми стоку від середньої висоти водозборів, яку схематично можна виразити у вигляді рівняння

$$\bar{q} = a\bar{H}^k, \quad (3.62)$$

доцільніше залежність Cv будувати безпосередньо від $\bar{q}$.

Замість середньої висоти може враховуватися величина норми річного стоку, яка є універсальним показником кліматичних умов як у рівнинних, так і в гірських умовах. Тому основним аргументом деяких формул приймається як і у формулі Е. М. Шевельова, норма річного стоку (у вигляді модуля або шару стоку) [56].

На південно-західному схилі Карпат виділено три райони (V-VII), у межах яких розташовані всі праві притоки р. Тиси [10], [11].

Для гірських річок Карпат значення коефіцієнтів варіації для окремих районів визначені в залежності від модуля стоку $\bar{q}$ та площі водозбору за наступними регіональними формулами [108], [109]:

- район V

$$Cv = \frac{1,23}{\bar{q}^{0,41} F^{0,019}}; \quad (3.63)$$

- район VI

$$Cv = \frac{1,23}{\bar{q}^{0,30} F^{0,030}}; \quad (3.64)$$

район VII

$$Cv = \frac{1,23}{\bar{q}^{0,24} F^{0,058}}. \quad (3.65)$$

Аналогічна методологія для узагальнення коефіцієнтів варіації річок За-

карпаття була прийнята і в методиці СНіП 2.01.14-83 [110]. Так, для гірських районів можливо розраховувати C_v за формулою

$$C_v = \frac{a}{\bar{q}^{0,4} (F + 1000)^{0,1}}. \quad (3.66)$$

де $\bar{q}$ – норма річного стоку ($\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$);

Параметр A рекомендується визначати за методом аналогії. Автори формули [111], [112] оцінюють її точність на рівні від 10 до 30 %.

Для гірських районів Карпат, де норма стоку змінюється із висотою, запропонована формула вигляду [46]

$$C_v = \frac{1,12}{\bar{q}^{0,32} F^{0,025}}. \quad (3.67)$$

Подібна науково-методична база була застосована і по відношенню до просторового узагальнення норм річного стоку. На жаль, як і раніше потрібно звернути увагу на неправомірність використання одночасно до одних і тих самих даних по-суті альтернативних методик просторового відображення географічних об'єктів (у вигляді карт і регіональних формул, в яких крім зональних аргументів враховуються – азональні, наприклад, висота водозборів H і розміри водозборів F).

До аналізу були залучені матеріали спостережень мережі Гідрометслужби за період 1948-2010 років включно. Водозбірні площі дорівнюють від $0,28 \text{ км}^2$ (стр Глибокий Яр–сmt Міжгір'я) до 7690 км^2 (р.Тиса-м.Хуст), тривалість часових рядів від 26 років (стр. Глибокий Яр – сmt Міжгір'я, стр Йойківець – сmt Міжгір'я) до 62 років (більшість досліджуваних постів), діапазон висот – від 300 м (р. Стара – с. Зняцеве) до 1200 м (р. Біла Тиса – м. Луги).

Найбільш розповсюдженими при статистичному аналізі часових рядів стокових характеристик є методи моментів і найбільшої правдоподібності. На

початкових етапах дослідження по річках Закарпаття були застосовані обидва методи. Результати розрахунків наведені табл. Б.24.

Змінюються коефіцієнти варіації C_v , незалежно від методу розрахунку, від 0,49 (р. Ріка – м. Хуст, $F=1130 \text{ км}^2$) до 0,20 (р. Тиса – м. Рахів, $F=1070 \text{ км}^2$). Для такого діапазону коливань C_v застосування того чи іншого методу розрахунку не є актуальним.

Точність вихідної інформації при використанні методу найбільшої правдоподібності по коефіцієнтах варіації часових рядів (у %) дорівнює 10,2 %.

При просторовому узагальненні коефіцієнтів варіації C_v застосовується картування або представлення їх в залежності від одного (площі водозбору) або двох (площі водозбору та модуля річного стоку) аргументів, або з урахуванням висотного положення і розмірів водозборів (в гірських районах).

Для річок Закарпаття були побудовані залежності C_v від потенційно можливих факторів, які впливають на мінливість річного стоку в гірських умовах, а саме: $C_v = f(\lg F + 1)$; $C_v = f(\bar{q})$; $C_v = f(H - 1000)$, відповідно рис. 3.20 - 3.22, де H – середня висота водозборів (м); F – площа водозборів км^2 ; $\bar{q}$ – норма річного стоку ($\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$).

Коефіцієнти парної кореляції r відповідно дорівнюють: 0,15; 0,21; 0,54. По переважному коефіцієнту кореляції залежність $C_v = f(H - 1000)$ наведена на рис.3.22. Описується вона рівнянням експоненціального вигляду

$$C_v = 0,24 \exp \left[-0,5 \times 10^{-3} (\bar{H} - 1000) \right]. \quad (3.68)$$

У подальшому для встановлення залежності коефіцієнтів варіації від розмірів водозборів F та норми річного стоку $\bar{q}$ достатньо, використовуючи рівняння (3.68), всі вихідні дані по C_v привести до будь-якої умовної висоти водозборів, наприклад $H = 1000 \text{ м}$.

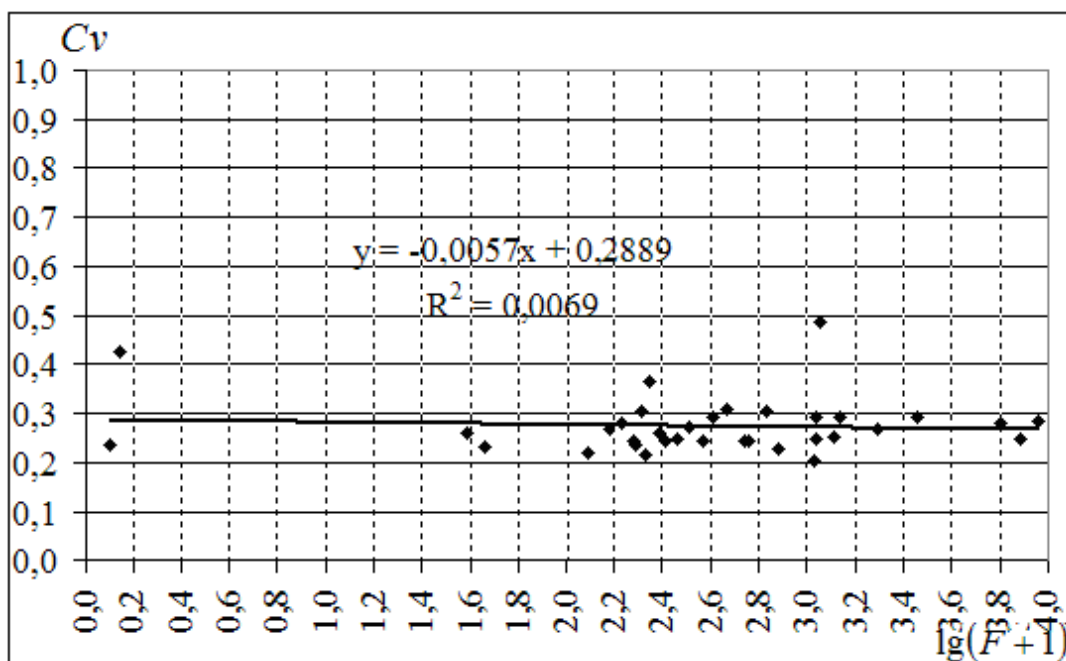


Рисунок 3.20 - Залежність коефіцієнтів варіації річного стоку у Закарпатті від площі водозборів [113]

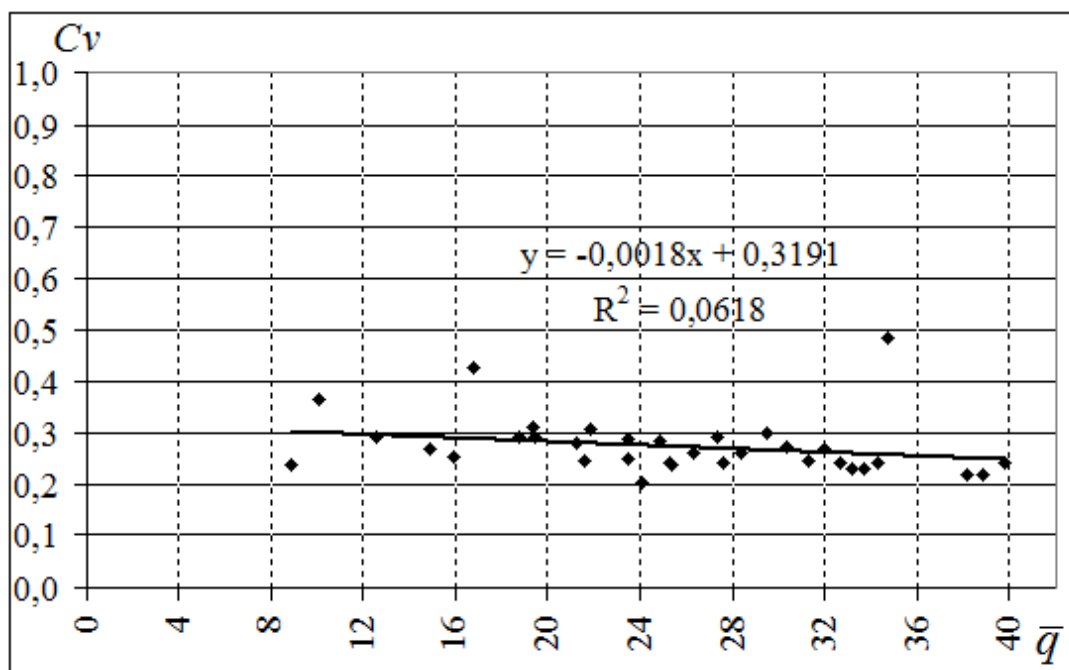


Рисунок 3.21 - Залежність коефіцієнтів варіації річного стоку у Закарпатті від модуля річного стоку [113]

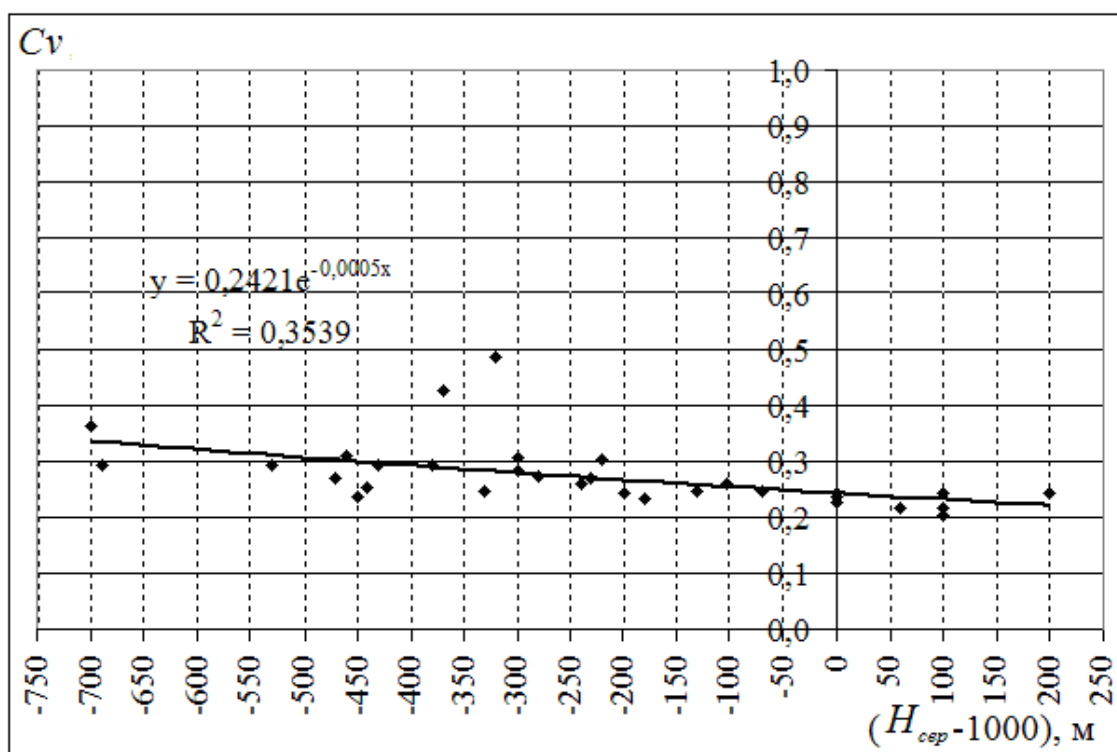


Рисунок 3.22 - Залежність коефіцієнтів варіації у Закарпатті від середньої висоти водозборів [113]

Тоді (3.68) набуває вигляду

$$Cv = (Cv)_{H=1000} \exp\left[-0,5 \cdot 10^{-3}(\bar{H} - 1000)\right]. \quad (3.69)$$

Звідки приведені до умовної висоти $H = 1000$ м значення $(Cv)_{H=1000}$ дорівнюють

$$(Cv)_{H=1000} = Cv / \left\{ \exp\left[-0,5 \times 10^{-3}(\bar{H} - 1000)\right] \right\}. \quad (3.70)$$

Тепер можна продовжити дослідження факторної обумовленості $(Cv)_{H=1000}$ іншими місцевими чинниками (F та $\bar{q}$).

Однак, з практичної точки зору, перед деталізацією розрахункової схеми потрібно на кожному етапі оцінювати точність отриманих рівнянь та співставити результати з точністю вихідної інформації.

Виходячи з цих міркувань, насамперед була встановлена точність рівняння (3.68) на матеріалах 34 об'єктів. Середнє відхилення розрахункових коефіцієнтів варіації $(C_v)_{\text{розрах.}}$ від вихідних становить 11,2 %, що практично співпадає з середньою квадратичною похибкою розрахунку C_v по наявних часових рядах ($\delta_{C_v}=10,2\%$) [113].

Таким чином, для річок Закарпаття при розрахунках C_v річного стоку можна обмежитися залежністю (3.68).

Відношення між коефіцієнтами асиметрії C_s і варіації C_v доцільно у межах гірського розташування досліджуваної території прийняти як осереднену нормативну характеристику. Зокрема, для Закарпаття $C_s=0,49$, $C_v=0,28$. Коефіцієнти асиметрії C_s прийняті нормативно, тобто відношення C_s/C_v осереднене по території Закарпаття на рівні $C_s/C_v=2,0$.

Можна оцінювати точність отриманих рівнянь та співставляти результати з точністю вихідної інформації (табл. Б.25).

Виходячи з цих міркувань, насамперед була встановлена точність рівняння (3.68) на матеріалах 34 об'єктів. Середнє відхилення розрахункових коефіцієнтів варіації $(C_v)_{\text{розрах.}}$ змінюється від 0% р. Боржава с. Довне, р. Лужанка – с. Нересниця, р. Люта – с. Чорноголова, р. Терєбля – с. Колочава, р. Терєсва – с. Нересниця до $|42,86|\%$ р. Ріка – м. Хуст, а в середньому становить $|9,00|\%$ (див.табл.Б.25), що практично співпадає з відносною випадковою похибкою розрахунку C_v по наявних часових рядах ($\varepsilon_{C_v}=10,8\%$) [114].

Таким чином, для річок Закарпаття при розрахунках C_v річного стоку можна обмежитися залежністю (3.68).

Визначення коефіцієнтів асиметрії та відношення коефіцієнтів асиметрії до коефіцієнтів варіації за даними спостережень.

При дослідженні коефіцієнтів асиметрії C_s та відношення коефіцієнтів асиметрії до коефіцієнтів варіації C_s/C_v по річках Закарпаття були застосова-

ні методи моментів та найбільшої правдоподібності. Результати розрахунків наведені у табл. Б.24.

При використанні методу найбільшої правдоподібності коефіцієнти асиметрії C_s змінюються від $(-0,15)$ (р. Мокранка – с. Руська Мокра, $F=214 \text{ км}^2$) до $1,16$ (р. Ріка – м. Хуст, $F=1130 \text{ км}^2$), а відношення C_s/C_v – від $(-0,7)$ (р. Мокранка – с. Руська Мокра, $F=214 \text{ км}^2$) до $4,7$ (р. Біла Тиса – м. Луги, $F=189 \text{ км}^2$), (табл.Б.26). Точність вихідної інформації по коефіцієнтах асиметрії дорівнює 225%, по відношенню коефіцієнтів асиметрії до коефіцієнтів варіації – 110%. Результати розрахунків наведені у табл. Б.26.

Враховуючи високі відносні випадкові похибки при визначенні C_s та C_s/C_v по наявних тривалостях спостережень, було виконане їхнє просторове узагальнення. Обґрунтування способу узагальнення гідрометеорологічної інформації може бути виконано на основі «методу сумісного аналізу даних», запропонованого С.М. Крицьким та М.Ф. Менкелем [87].

Результати застосування методу сумісного аналізу.

Результати дисперсійного аналізу (табл.3.11) достатньо добре показують роль географічної і випадкової складових загальної просторової дисперсії розглядаємих величини та їх розповсюдження по території Закарпаття.

Таблиця 3.11 - Результати застосування методу сумісного аналізу на території Закарпаття

Досліджуваний параметр	Середнє значення параметра	Дисперсія			$\bar{\sigma}$
		повна	випадкова складова	географічна складова	
C_s	0,44	0,003	0,01	-0,007	-0,082
C_s/C_v	1,54	1,44	1,9	-0,46	-1,636

Результати перевірки статистичної достовірності досліджуваних параметрів (табл.3.11) показали, що осереднені оцінки коефіцієнтів асиметрії C_s та

співвідношення C_s/C_v на території Закарпаття у подальшому можна застосовувати згідно із рекомендаціями С.М.Крицького і М.Ф.Менкеля [87].

Таким чином, коефіцієнт асиметрії C_s прийнятий на рівні 0,4, а співвідношення C_s/C_v – на рівні 1,5, як осереднені нормативні характеристики у межах усієї території Закарпаття.

3.3 Вихідні дані до прогнозу характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

3.3.1 Збір вихідної інформації по стоку річок в різні фази водного режиму

Об'єкти дослідження і вихідна гідрометеорологічна інформація

Для розробки методики територіального довгострокового прогнозу характеристик максимального стоку весняного водопілля об'єктом дослідження обрано басейн річки Південний Буг з його основними притоками – рр. Рів, Соб, Савранка, Кодима, Синюха, Інгул, а також деякі річки Причорномор'я.

Для характеристики максимального стоку весняного водопілля – шарів стоку та максимальних витрат води використані матеріали режимних видань за багаторічний період спостережень (станом на 2010 р.). Гідрологічні пости рівномірно розміщені по території басейну (рис. 3.23). Список гідрологічних постів наведений в табл.В.1.

Тривалість стокових спостережень на річках змінюється від 7-9 років (рр. Південний Буг – с. Самчинці, Удич – с. Ягубець, Південний Буг – с. Селище, Сухий Ташлик – с. Липняжка та ін.) до 92 років (р. Південний Буг – смт Олександрівка). Причому 20 гідрологічних постів (38 % від загальної кількості) мають ряди спостережень більше 50 років, на 11 постах (21 %) тривалість рядів становить 30-50 років. Ряди тривалістю 21-30 років є на 5 гідрологічних постах (9 %), а менше 20 років – на 17 постах (табл. 3.12).

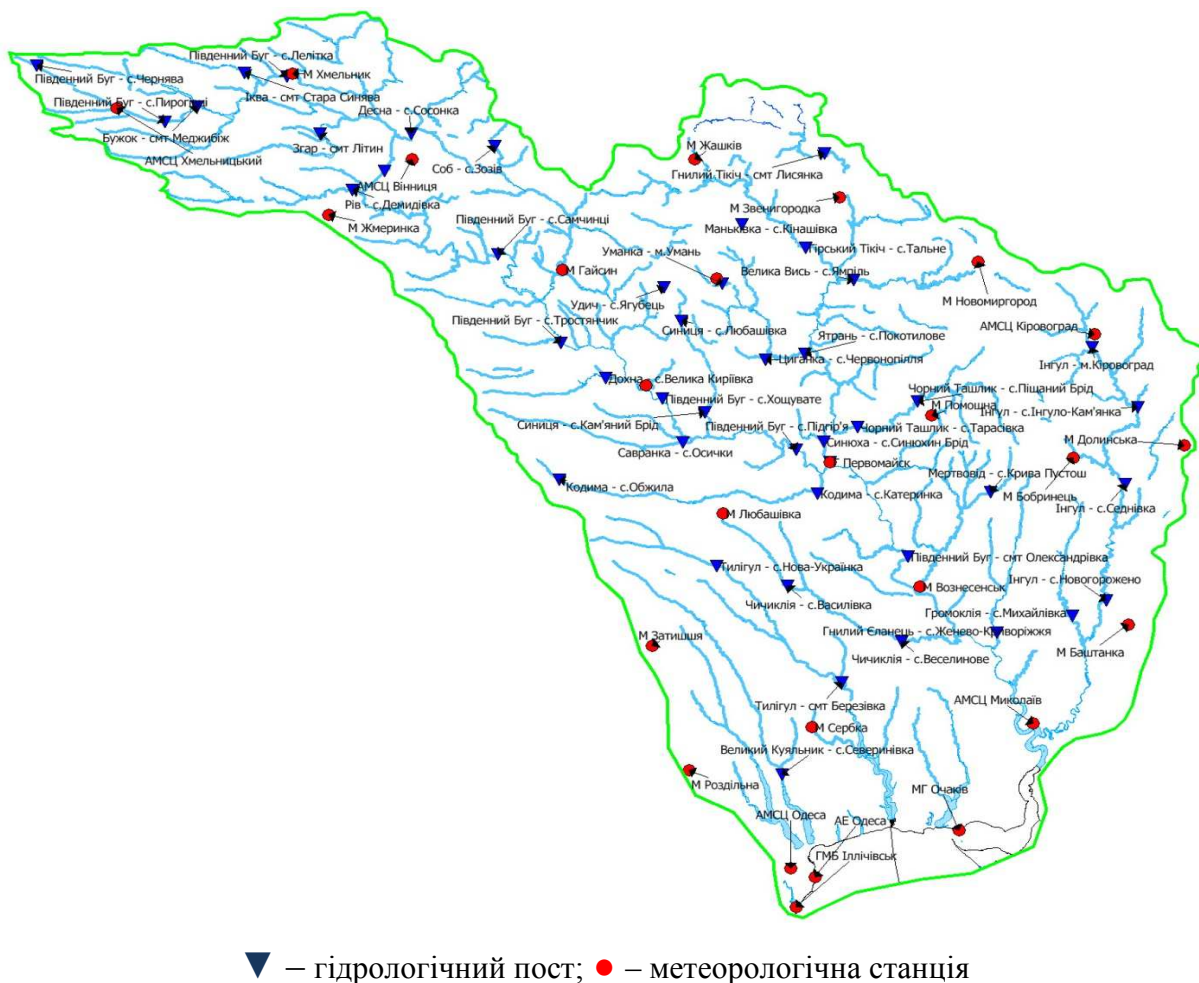


Рисунок 3.23 – Гідрометеорологічна мережа спостережень в басейнах
р. Південний Буг і малих річок між Дністром і Південним Бугом

Діапазон водозбірних площ охоплює басейни за розміром від $36,5 \text{ км}^2$ (р. Південний Буг – с. Чернява) до 46200 км^2 (р. Південний Буг – смт Олександрівка). Найбільша кількість гідрологічних постів (74 % від загального їх числа) мають величини площ водозборів в діапазоні до 5000 км^2 . Кількість постів, розташованих на річках з площами водозборів $5001-10000 \text{ км}^2$ становить 6 %, $10001-20000 \text{ км}^2$ – 9 %, а з площами більше 20000 км^2 – 11 %.

Дані спостережень за метеорологічними та агрометеорологічними характеристиками весняного водопілля (за температурою повітря, опадами, запасами

води в сніговому покриві, глибині промерзання ґрунтів, запасами продуктивної вологи в шарі ґрунту) здійснюють 25 метеостанцій (табл. В.2, див.рис.3.23.).

Таблиця 3.12– Розподіл гідрологічних постів за тривалістю стокових спостережень (станом на 2010 рік) і величинами площ водозборів річок

Площа водозбору, км ²	Кількість гідрологічних постів з періодом спостережень і розмірами водозборів річок							
	10	11 - 20	21 - 30	31 - 40	41 - 50	50	Всього	%
≤ 100	-	1	2	-	-	1	3	11,5
101 – 1000	2	1	1	3	3	4	8	30,8
1001 – 5000	2	4	2	1	3	9	10	38,5
5001 – 10000	1	-	-	-	-	2	0	0
10001 – 20000	1	2	-	-	-	2	2	7,7
20001 – 50000	1	2	-	-	1	2	3	11,5
Всього	7	10	5	4	7	0	26	
%	3	19	9	8	13	8		100

Важливу роль у формуванні стоку річок відіграють фактори підстильної поверхні і клімат. Основні риси клімату для розглядуваної території формуються під впливом зональних і місцевих кліматоутворюючих факторів. В умовах сучасних змін клімату спостерігаються також зміни водного режиму річок, у тому числі й стоку весняного водопілля.

Згідно з ландшафтно-гідрологічним районуванням, виконаним в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка В.В. Гребенем в 2010р. [11], [115], розглядувана територія відноситься до лісостепової недостатньо зволоженої ландшафтно-гідрологічної зони (верхня і середня частина ба-

сейну Південного Бугу, до впадіння р.Савранки), степової посушливої ландшафтно-гідрологічної зони (нижня частини басейну, нижче впадіння р. Савранки і водозбори річок міжріччя Дністра і Південного Бугу).

Створення вихідної бази гідрометеорологічних даних в басейні р. Південний Буг

Для досліджень та аналізу весняного водопілля в басейні р. Південний Буг використана гідрометеорологічна інформація по витратах води в річках, шари стоку та максимальні витрати води весняного водопілля, запаси води в сніговому покриві, атмосферні опади, температури повітря, глибини промерзання ґрунтів, запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту за багаторічний період.

З метою збору даних використані матеріали режимних видань за багаторічний період спостережень за гідрологічними характеристиками весняного водопілля «Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия», багаторічні матеріали спостережень мережі гідрометслужби України за даними Центральної геофізичної обсерваторії («Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші» [115]) та Українського Гідрометцентру, що сформовані в автоматизованій системі АРМгідро.

За даними багаторічних спостережень за метеорологічними, гідрологічними та агрометеорологічними характеристиками весняного водопілля в басейні р. Південний Буг створено комп'ютерну базу вихідних даних.

3.3.2 Статистична обробка багаторічних рядів характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

В даному дослідженні статистичні параметри були розраховані по багаторічних рядах шарів стоку, максимальних витрат води та строків проходження весняного водопілля, а також максимальних запасів води в сніговому покриві,

як основного фактору формування весняного стоку на річках. Статистична обробка стокових рядів спостережень полягає в розрахунку середньобаторічних значень, коефіцієнтів варіації C_v і асиметрії C_s , а також співвідношення C_s/C_v . Як правило, використовуються два найбільш поширені методи визначення статистичних параметрів – моментів і найбільшої правдоподібності [11], [90], [95], [116].

Першим етапом дослідження була побудова різницевих інтегральних кривих для річок басейну Південного Бугу, які мають найбільш тривалі ряди спостережень (рис.3.24).

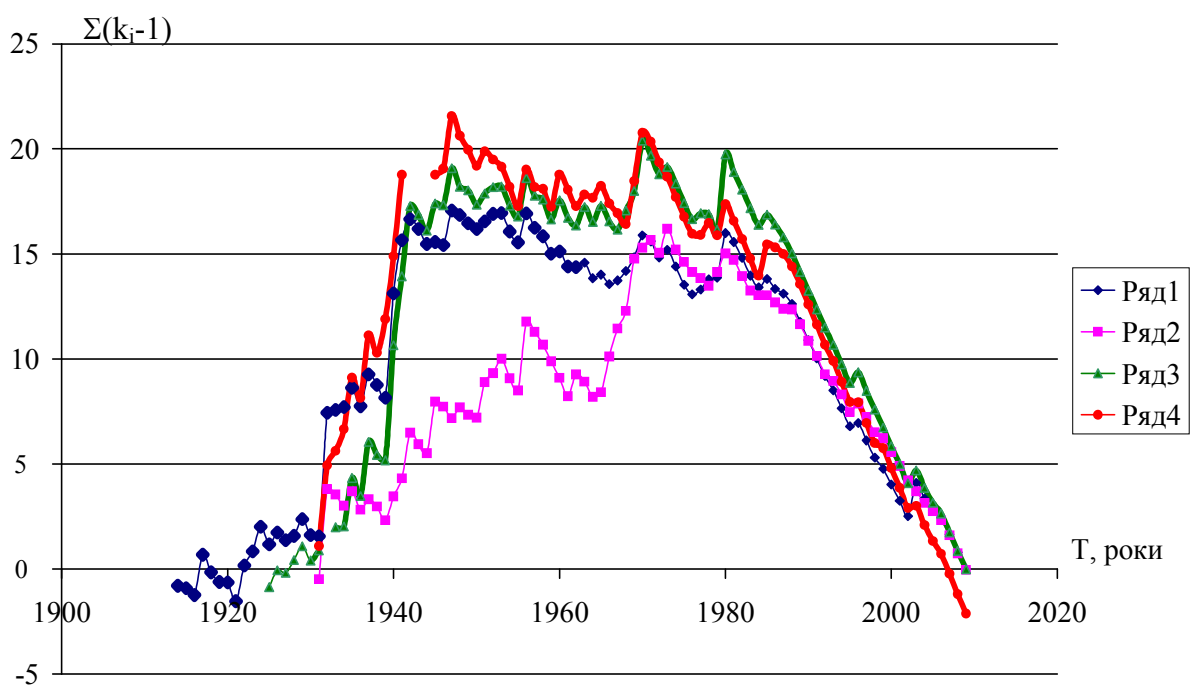


Рисунок 3.24 – Різницеві інтегральні криві шарів стоку весняного водопілля річок в басейні Південного Бугу: ряд 1 – р. Південний Буг – смт Олександрівка; ряд 2 – р. Згар – смт Літин; ряд 3 – р. Синюха – с. Синюхін Брід; ряд 4 – р. Інгул – с.Новогорожене

Як добре видно з рис.3.24, різницеві інтегральні криві синхронні, а досліджувані річки можна віднести до одного гідрологічного району за циклічні-

стю коливань максимального стоку весняного водопілля. Аналізуючи ці криві, можна відмітити, що починаючи з 1920-х років до 1947 року, спостерігалася багатоводна фаза (для р.Згар - смт Літин до 1956р.), потім практично на протязі наступних 20 років – до 1966-68 рр., спостерігалася маловодна фаза, далі (в наступні 10 років) змінили одна одну маловодна і дві не досить тривалі багатоводні фази, після чого, починаючи з 1980 року і по теперішній час, на річках досліджуваної території спостерігається маловодна фаза тривалістю більше 30 років.

Враховуючи характер циклічних коливань шарів стоку і максимальних витрат води річок, статистична обробка часових рядів здійснювалася на матеріалах спостережень (з періодом до 2010 року) за максимальним стоком весняного водопілля в басейнах р. Південний Буг та малих річках між Дністром і Південним Бугом.

Передумовою до статистичного аналізу часових рядів характеристик максимального стоку є перевірка їх на однорідність. Для чого можна скористатися критеріями однорідності середніх Ст'юдента та дисперсії Фішера [90,95,116].

Результати розрахунків за цими критеріями представлені в табл.В.3 (для максимальних витрат води весняного водопілля) та у табл.В.4 (для шарів стоку весняного водопілля). Слід відмітити, що часові ряди характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні Південного Бугу у більшості випадків неоднорідні у часі. Ряди максимальних витрат води весняного водопілля однорідні тільки в 9 випадках з 33 за двома критеріями, і в 16 випадках – якщо враховувати хоча б один з критеріїв. Дещо інша ситуація спостерігається для рядів шарів стоку весняного водопілля – вони однорідні в 13 випадках з 33 за двома критеріями, і в 23 випадках – з врахуванням хоча б одного з критеріїв.

Для досліджуваних рядів в басейнах р.Південний Буг, для яких отримані рівняння лінійних трендів і оцінена їх значущість (табл.В.5, В.6).

Результати статистичної обробки часових рядів максимальних витрат води для водозборів в басейні Південного Бугу (з періодами спостережень більш 6 років) приведені в табл.В.7. Аналіз даних цієї таблиці показує, що по

обох методах (найбільшої правдоподібності і моментів) отримані в загальному збіжні значення коефіцієнтів варіації C_v . У свою чергу коефіцієнти варіації відрізняються досить значною просторовою мінливістю – у методі моментів від 0,66 до 2,75 (при середньому значенні $C_v=1,28$). Коефіцієнти асиметрії C_s у методі моментів коливаються від 0,64 (р.Синиця-сmt Любашівка $F=86,0$ км², $n=26$ років) до 4,83 (р.Кодима-с.Катеринка, $F=2390$ км², $n=77$ років) при середньому значенні, близьким до 2,40 (див.табл.В.7). Якщо орієнтуватися на осереднені по території моментні оцінки C_s і C_v , то їхнє співвідношення дорівнює 1,90, тобто приблизно $C_s=2C_v$.

У методі найбільшої правдоподібності C_v максимальних витрат води весняного водопілля змінюється від 0,69 (р.Південний Буг - с.Селище, $F=9100$ км², $n=9$ років) до 3,48 (р. Великий Куяльник – с. Северинівка, $F=1840$ км², $n=14$ років) при його середньому значенні – 1,34, що приблизно на 3 % більше, ніж у методі моментів (див.табл.В.7). Співвідношення C_s / C_v у методі найбільшої правдоподібності коливається від 0,80 (р.Синиця-сmt Любашівка, $F=86,0$ км², $n=26$ років) до 4,7 (р. Південний Буг - с. Пирогівці, $F=827$ км², $n=47$ років). У середньому ж $C_s / C_v=2,40$, що й прийнято в наступних розрахунках, але з округленням до 2,5, тобто $C_s / C_v=2,5$.

Що стосується коефіцієнтів автокореляції $r(1)$, то для рядів максимальних витрат води вони змінюються від значущих ($r(1)=0,53$, р.Південний Буг – Первомайська ГЕС, $F=27300$ км², $n=13$ років) до практично нульових ($r(1)=0,003$, Гнилий Тікич-сmt Лисянка $F=1450$ км², $n=66$ років). З метою врахування впливу значущих коефіцієнтів автокореляції на розрахункові значення статистичних параметрів в цих випадках розраховані так звані незміщені оцінки C_v і C_s , які і представлені в табл.В.7.

Результати статистичного аналізу шарів стоку приведені у табл.В.8. Як і в попередньому випадку, моментні і правдоподібні оцінки коефіцієнтів варіації в діапазоні $C_v < 2,0$ мало відрізняються між собою. Це дозволяє при розрахунках

в однаковій мірі опиратися як на моментні, так і на правдоподібні оцінки C_v . Коефіцієнти варіації досліджуваних річок коливаються в межах від 0,47 (р.Південний Буг-с.Селище, $F=9100 \text{ км}^2$, $n=9$ років) до 3,08 (р.Великий Куяльник – с.Северинівка, $F=1840 \text{ км}^2$, $n=14$ років) при середньому C_v по регіону – 0,88. У цілому коефіцієнти варіації шарів стоку весняного водопілля дещо нижчі ніж відповідні параметри рядів максимальних витрат води (при середньому значенні $C_v=1,28$).

Коефіцієнти асиметрії C_s дещо різняться в методах моментів і найбільшої правдоподібності. Так, моментні значення C_s знаходяться в межах від -0,08 (р.Південний Буг – Первомайська ГЕС, $F=27300 \text{ км}^2$, $n=13$ років) до 3,85 (р.Кодима-с.Катеринка, $F=2390 \text{ км}^2$, $n=77$ років), тоді як правдоподібні оцінки C_s коливаються від 0,10 (р. Соб – Дмитренківська ГЕС, $F=2840 \text{ км}^2$, $n=13$ років) до 8,54 (р.Великий Куяльник – с. Северинівка, $F=1840 \text{ км}^2$, $n=14$ років), при їхніх середніх величинах 1,57 і 2,11, відповідно.

Співвідношення між C_s і C_v у цих методах практично збігаються (2,11 - у методі моментів і 2,15 - у методі найбільшої правдоподібності), але дещо різняться з їхніми значеннями для максимальних витрат води. У подальших розрахунках прийняті параметри статистичного розподілу, отримані за методом найбільшої правдоподібності, а співвідношення $C_s/C_v \approx 2,0$.

Як було показано вище, для максимальних витрат води співвідношення C_s/C_v для річок досліджуваної території дорівнює 2,5, а для шарів стоку – $C_s=2C_v$. Відомо, що при співвідношенні $C_s=2C_v$ не є принциповим питання про вибір кривої розподілу для встановлення витрат води і шарів стоку різної ймовірності перевищення, оскільки в цьому випадку криві біноміального і три-параметричного гама-розподілу мають співпадаючі результати в усьому діапазоні забезпеченостей.

З іншого боку, відповідно до [90], [95], [116], [117] при $C_v > 0,5$ і $C_s / C_v > 2,0$ трипараметричний гамма-розподіл дає більш надійні значення стокових характеристик, у порівнянні з кривою біноміального розподілу.

Отже, враховуючи що значення коефіцієнтів варіації стокових характеристик досліджуваних річок практично у всіх випадках $C_v \geq 0,50$, для подальшого визначення максимальних витрат і шарів стоку весняного водопілля заданої ймовірності перевищення використано трипараметричний гама-розподіл С.Н.Крицького і М.Ф. Менкеля.

4 ОБҐРУНТУВАННЯ ТА РЕАЛІЗАЦІЯ СУЧАСНИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ РОЗРАХУНКУ СТОКУ РІЧОК УКРАЇНИ

4.1 Регіональні моделі для визначення характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль річок України

4.1.1 Регіональна модель для визначення характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Дністер

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 та місцеві особливості формування стоку водопілля на річках району, який розглядається.

Так, А.А.Соколовим в «Указаниях по определению расчетных максимальных расходов талых вод при отсутствии или недостаточности гидрометрических наблюдений (СН 356-66)», а згодом і у методиці СНіП 2.01-14-83 [91], розрахункові весняного водопілля $Q_{P\%}$ (м³/с) заданої щорічної ймовірності перевищення $P, \%$ слід визначаються за редукційною структурою вигляду

$$Q_{P\%} = \frac{K_0 h_{P\%}}{(F + b)^{n_1}} \mu \delta \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (4.1)$$

де K_0 - параметр, який характеризує дружність водопілля. Визначається по річках-аналогах, виходячи зі структури (4.1).;

$h_{P\%}$ - розрахунковий шар сумарного (без зрізки ґрунтового живлення) стоку водопілля ймовірністю перевищення $P \%$, мм;

F - площа водозборів, км²;

b - емпіричний параметр, який враховує зменшення інтенсивності редукції модуля максимального стоку в області невеликих водозборів (змінюється від 1 до 10 км²);

n_1 - показник степені, який характеризує редукцію (зменшення) коефіцієнта дружності водопілля (q_p/h_p) в залежності від площі водозбору (значення параметрів n_1 і K_0 в залежності від природної зони (району) і категорії рельєфу, визначаються за таблицею [3]);

μ - коефіцієнт, який враховує відмінність в статистичних параметрах шарів стоку і витрат води.

δ - коефіцієнт для врахування регулюючого впливу на максимальний стік озер і водосховищ;

δ_1 - коефіцієнт зниження максимальних модулів стоку на залісених водозборах

$$\delta_1 = a/(f_{\text{л}} + 1)^{n'}, \quad (4.2)$$

n' - коефіцієнт редукції, представлений таблицею з урахуванням природної зони (лісової або лісостепової) та ґрунтового покриття водозборів, а також місцеположення лісу на водозборі;

$f_{\text{л}}$ - відносна залісеність водозборів, %;

δ_2 - редукційний коефіцієнт для врахування впливу залісеності і заболоченості на водозборах

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1f_{\text{б}} + 1), \quad (4.3)$$

β - коефіцієнт впливу типу боліт на максимальний модуль q_m ;

$f_{\text{б}}$ - відносна заболоченість, %;

δ_3 - коефіцієнт зниження максимального модуля на розораних водозборах (табл.4.1).

Таблиця 4.1 - Коефіцієнт δ_3 в формулі (4.1)

Природна зона	Розораність водозбору, %		
	≥ 70	50	< 50
Лісова і лісостепова зона	0,9	1,0	1,0
Степова зона	0,8	0,9	1,0

В цілому, враховуючи, що структура формули (4.1) в умовах її використання для гірських річок, які відрізняються запасами води і віддачею навіть на невеликих територіях, потребує корегування, а параметри цієї формули можуть бути отримані лише в результаті спеціальних доопрацювань, слід вважати доцільним рекомендувати формулу (4.1) тільки для попередніх розрахунків.

З іншого боку, для досліджуваного району також рекомендується в якості основної формула граничної інтенсивності

$$Q_p = 0,28 a_m \varphi F \rho r \lambda, \quad (4.4)$$

де Q_p - максимальна миттєва витрата води, м³/с ймовірністю перевищення $P, \%$;

0,28 – коефіцієнт розмірності;

a_m – максимальна інтенсивність водовіддачі, мм/год 1-ої ймовірності перевищення;

φ – коефіцієнт редукції модуля максимальної витрати води;

F – площа водозбору, км²;

ρ – коефіцієнт врахування впливу залісеності, заболоченості, неодноразовості віддачі стоку з басейну;

r – коефіцієнт врахування впливу системи водосховищ;

λ – коефіцієнт ймовірності перевищення максимальних витрат води.

Параметри, які входять до формули (4.4) визначаються наступним чином:

1. Максимальна витрата Q_p відповідає ймовірності перевищення $P\%$ і залежить від коефіцієнта λ ;

2. Максимальну годинну інтенсивність водовіддачі a_m для опорної 1%-ої ймовірності перевищення рекомендується приймати у відповідності зі спеціальними таблицями. Так, для гірських правобережних приток Дністра $a_m=10$ мм/год, для верхніх лівобережних приток (до впадіння р. Жванчик) і приток р.Дністер нижче впадіння р. Рибниця – 6,5 мм/год, р. Дністер та лівобережні притоки від впадіння р. Жванчик до впадіння р. Рибниця $a_m=7,5$ мм/год.

3. Коефіцієнт редукції модуля максимальної витрати води φ визначається в залежності від величини τ і співвідношення $n = \tau/t_c$, де τ – тривалість добігання стоку, t_c – тривалість водовіддачі у добах.

У випадках, коли $n > 1$ ($\tau > t_c$), коефіцієнт φ визначається як

$$\varphi = \frac{0.28 + 0.07n}{1 + 2n}, \quad (4.5)$$

або приймається за спеціальною таблицею.

Якщо $n < 1$, але $\tau > 1$ доби, тоді

$$\varphi = \frac{0.35}{1 + 2n}, \quad (4.6)$$

або приймається також за спеціальною таблицею.

І, коли час добігання $\tau < 1$ доби,

$$\varphi = \frac{t_c}{0.92t_c - 0.24 + (1.94t_c + 5.95)\tau}. \quad (4.7)$$

Для дуже малих водотоків, починаючи з $\tau \leq 0,04$ доби - $\varphi = 1$.

4. Тривалість добігання хвилі водопілля τ знаходиться шляхом ділення довжини водотоку L , км, виміряної по найбільш довгому притоку від витoku річки (а для малих річок з $\tau \leq 1$ доби – від вододільної лінії), на швидкість добігання V , км/доб.

Швидкість добігання хвилі водопілля визначається як

$$V = aH^{1/3}, \quad (4.8)$$

де a – коефіцієнт форми русла та шорсткості його дна та стінок, береться з відповідної для нього таблиці;

H – висота падіння річки від її витoku до розрахункового створу, а для невеликих річок (з $\tau < 1$ доби) – від вододілу до розрахункового створу, м.

5. Тривалість водовіддачі від сніготанення (схилового припливу) t_c визначається по спеціальних картах ізоліній.

6. Коефіцієнт врахування впливу залісеності, заболоченості і неодноразовості сніготанення на окремих частинах басейну визначається за формулою [42]

$$\rho = \frac{t_c + \tau}{m_0 t_c + \tau + t_H}. \quad (4.9)$$

Коефіцієнт m_0 , який враховує підвищений час водовіддачі t_c за рахунок впливу залісеності та заболоченості, знаходиться за формулою

$$m_0 = 1 + \alpha \frac{f_l}{F} + \frac{f_b}{F}, \quad (4.10)$$

де f_l – площа басейну, яка покрита лісом, км²;

f_b – площа під болотами, км²,

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

7. Тривалість неодночасності віддачі стоку від сніготанення знаходиться по залежності

$$t_H = T_B - T_c, \quad (4.11)$$

де T_B - умовний час початку віддачі стоку біля витоку річки;

T_c - той же час у низового (розрахункового) створу.

Для р. Дністер у верхів'ях слід враховувати неодночасність віддачі стоку з правобережної і лівобережної частин басейну за інтерполяційною формулою [114]

$$t_H = \frac{0,5F - 500}{4000} mt_c. \quad (4.12)$$

Для створів, які розміщені на р. Дністер, з водозбірною площею $F > 5000 \text{ км}^2$, $t_H = 0,5mt_c$; якщо ж $F \leq 1000 \text{ км}^2$, то $t_H = 0$.

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

$$r = 1 - \frac{W_1}{S_1} \left[1 - \left(1 - \frac{f_1}{F} \right)^n \right], \quad (4.13)$$

де W_1 - регулюючий об'єм водосховища, створ греблі якої замикає водозбірну площу f_1 ;

S_1 - стік з водозбірної площі f_1 ;

n - показник степені, який для весняного водопілля приймають рівним 0,75.

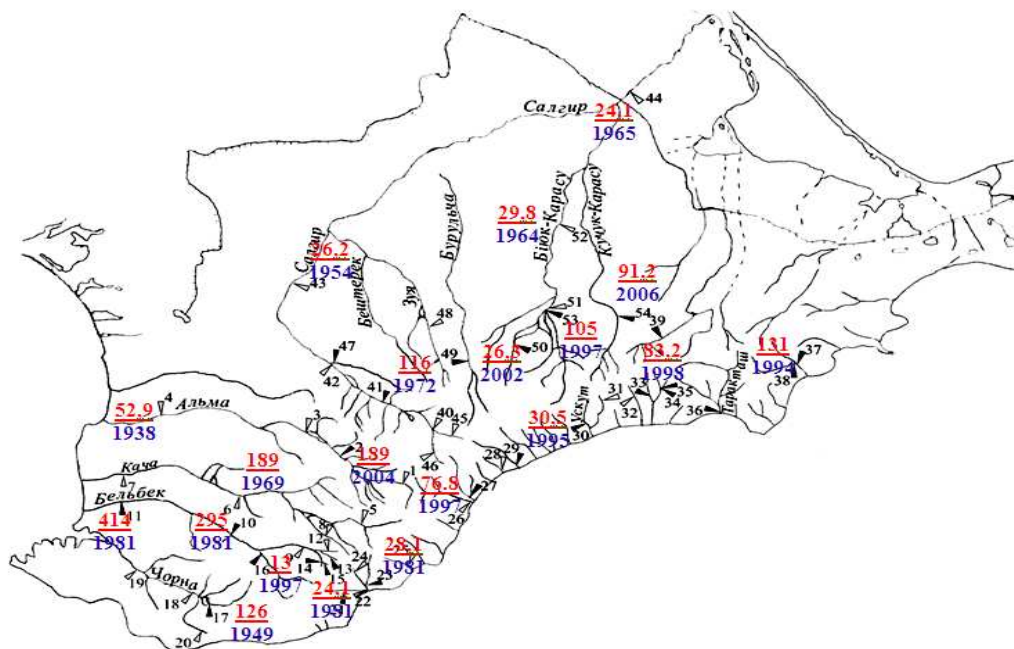
9. Коефіцієнти ймовірності перевищення максимальних витрат води λ приймаються за таблицею, в якій наведені осереднені значення перехідних коефіцієнтів по виділених районах.

Таким чином, за допомогою формули (4.4), можна розрахувати максимальну витрату 1%-ої ймовірності перевищення ($P=1\%$) при $\lambda=1,0$, а потім і інших ймовірностей перевищення (P) за допомогою перехідних коефіцієнтів.

4.1.2 Регіональна модель для визначення характеристик максимального стоку дощових паводків на річках Криму

Для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків річок Гірського Криму використані матеріали режимних видань за багаторічний період спостережень (від початку спостережень по 2010 р. включно) по 54 водозборах. Діапазон змін площ водозборів – від 0,32 до 3540 км², найбільша тривалість спостережень складає 82 роки.

Як добре ілюструє рис.4.1, значення максимальних за період спостереження витрат води коливаються в досить широких межах – від 13 м³/с (р.Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя) до 414 м³/с (р.Бельбек- с.Фруктове).



▼ – гідрологічний пост; 414 – максимальні спостережені витрати води, м³/с; 1981 – рік, в якому спостерігались максимальні витрати води

Рисунок 4.1 - Картографічна схема гідрологічної мережі по вимірюванню максимальних витрат води дощових паводків на річках Гірського Криму

На перший погляд будь-які закономірності в розподілі цих максимумів як в просторі, так і в часі, практично відсутні. Проте, представляє певний інтерес аналіз кількості випадків максимумів витрат дощових паводків теплого періоду на річках Гірського Криму до 1989 року (початок кліматичних змін) і після нього (табл.4.2).

Таблиця 4.2 - Кількість випадків максимумів витрат води паводків тепло-го періоду на річках Гірського Криму

Схили Кримських гір	Кількість випадків	
	до 1989р.	після 1989р.
Північно-західний	18	2
Північно-східний	11	5
Південний берег Криму	12	6

Аналізуючи дані табл.4.2, можна зробити однозначний висновок про те, що абсолютна більшість випадків максимальних витрат за період спостережень припадає на період до 1989 року. Так для річок північно-західного схилу за період з 1989 по 2010 роки спостерігалось тільки 2 випадки абсолютних максимумів, що в 9 разів менше ніж за період від початку спостережень до 1989 року. Подібна закономірність спостерігається і на двох інших схилах Гірського Криму де кількість випадків за період після 1989 року зменшилася практично в 2 рази.

Таким чином, характеризуючи вихідну гідрологічну інформацію по максимальному стоку паводків теплого періоду, можна відзначити, що, не дивлячись на глобальні і регіональні зміни клімату, число випадків катастрофічних паводків на річках Гірського Криму за останні роки не збільшилося.

Запропонована авторами методика. Для розрахунків максимального стоку річок Гірського Криму в якості базової прийнята редуційна формула вигляду [118]

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}} \quad (4.14)$$

Формула (4.14) може бути отримана безпосередньо з моделі руслових ізохрон в редакції Є.Д. Гопченка [119]

$$q_m = q'_m \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \quad (4.15)$$

Зіставивши (4.14) та (4.15), отримаємо

$$\psi(t_p / T_0) \varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} \quad (4.16)$$

Тоді (4.15) спрощується до рівня

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}} \quad (4.17)$$

Розрахунковий вираз для q'_m має вигляд

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}, \quad (4.18)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість припливу води зі схилів у руслову мережу, ч;

$Y_{1\%}$ – шар стоку за паводок, мм.

Результати дослідження. З метою обґрунтування розрахункових параметрів проведена стандартна статистична обробка вихідної інформації по максимальному стоку паводків річок даної території. В результаті отримані середні багаторічні значення максимальних витрат води і шарів стоку паводків, а також відповідні їм коефіцієнти варіації та асиметрії. Визначені витрати води і шари стоку рідкісної ймовірності перевищення ($P = 1, 3, 5$ і 10%) [120].

Грунтуючись на даних статистичної обробки, а також на аналізі умов формування стоку паводків теплого періоду, для розглянутої території визначені та узагальнені всі параметри у вигляді розрахункових залежностей.

Одновідсоткові шари $Y_1\%$, а також тривалість силового припливу T_0 узагальнені у вигляді залежностей від середньої висоти водозборів. Коефіцієнт нерівномірності $(n + 1) / n$ осереднений для рік Гірського Криму на рівні 16,0.

Використовуючи формулу (4.18) визначені розрахункові максимальні модулі схилового припливу 1%-ої забезпеченості для території Гірського Криму та узагальнені у вигляді карти-схеми (рис.4.2).

Аналізуючи карту можна відзначити, що розрахункові граничні модулі схилового припливу в цілому збільшуються з північного сходу на південь від $0,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ до $10\text{-}15 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Локальні максимуми ($20 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) спостерігаються на річках Чорна і Ворон. В межах водозборів цих річок відбувається активне розвантаження карстових вод. З іншого боку, мінімальні значення максимальних модулів схилового припливу (від $0,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ до $2,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) приурочені до зони живлення карсту.

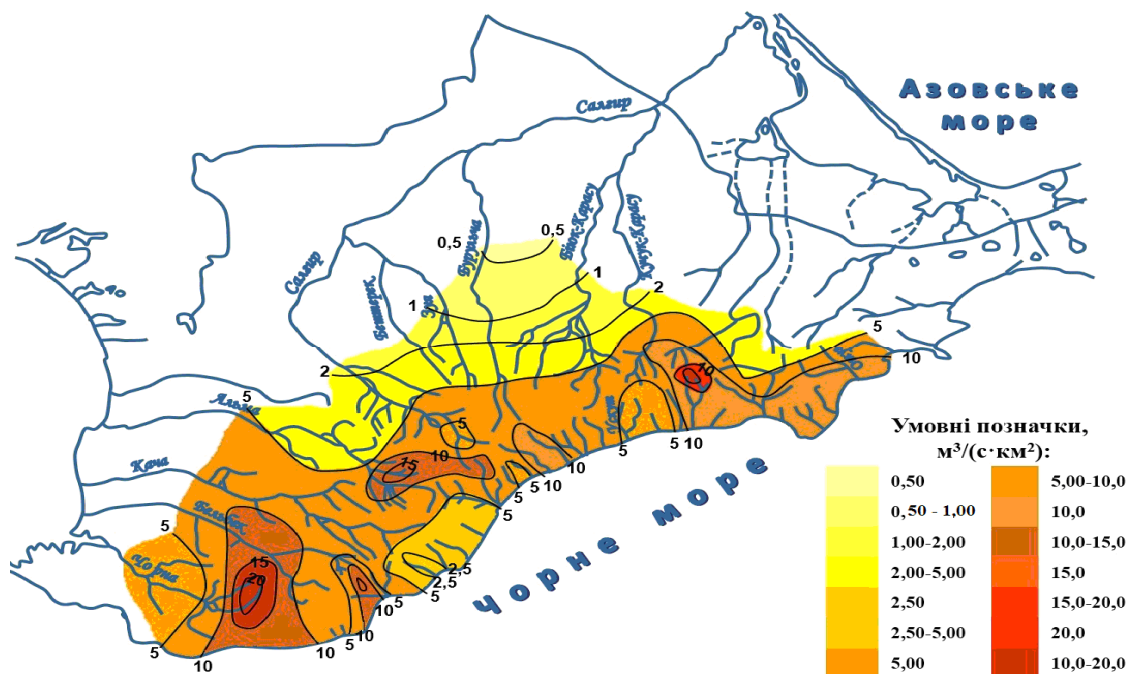


Рисунок 4.2 - Розподіл максимальних модулів схилового припливу 1%-ої забезпеченості по території Гірського Криму, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$

З метою окремого врахування впливу підстильної поверхні і висоти місцевості на складові схилового припливу (шар стоку і тривалість схилового припливу) виконаний розрахунок цих характеристик по рівняннях, які описують вплив висоти місцевості. Розрахункові рівняння мають такий вигляд

$$Y_{1\%} = 0,19 \bar{H} - 18,5, \quad r^2 = 0,27, \quad r = 0,52; \quad (4.19)$$

$$T_0 = 0,10 \bar{H} - 6,80, \quad r^2 = 0,34, \quad r = 0,58; \quad (4.20)$$

де $\bar{H}$ – середня висота водозборів, м.

З використанням рівнянь (4.19) та (4.20), визначені максимальні модулі схилового припливу з урахуванням середньої висоти місцевості.

Далі, враховуючи попередній аналіз стокоформуєчих факторів на досліджуваній території, отриманий інтегральний коефіцієнт підстильної поверхні, який представляє собою відношення розрахункових модулів схилового припливу до фактичних

$$k_n = q'_{1\% \bar{H}} / q'_{1\%}, \quad (4.21)$$

де $q'_{1\% \bar{H}}$ – максимальний модуль схилового припливу, розрахований з урахуванням впливу висоти місцевості.

Для невивчених в гідрологічному відношенні річок k_n представлений у вигляді карти (рис.4.3).

Отримані величини змінюються в діапазоні від 0,06 до 3,20 і, на нашу думку, відображають інтегральний вплив карсту та особливостей підстильної поверхні, які можуть бути пов'язані з водогосподарською діяльністю на водозборах; коефіцієнти, що наближаються до 1,0, свідчать про відсутність впливу підстильної поверхні на досліджувану величину.

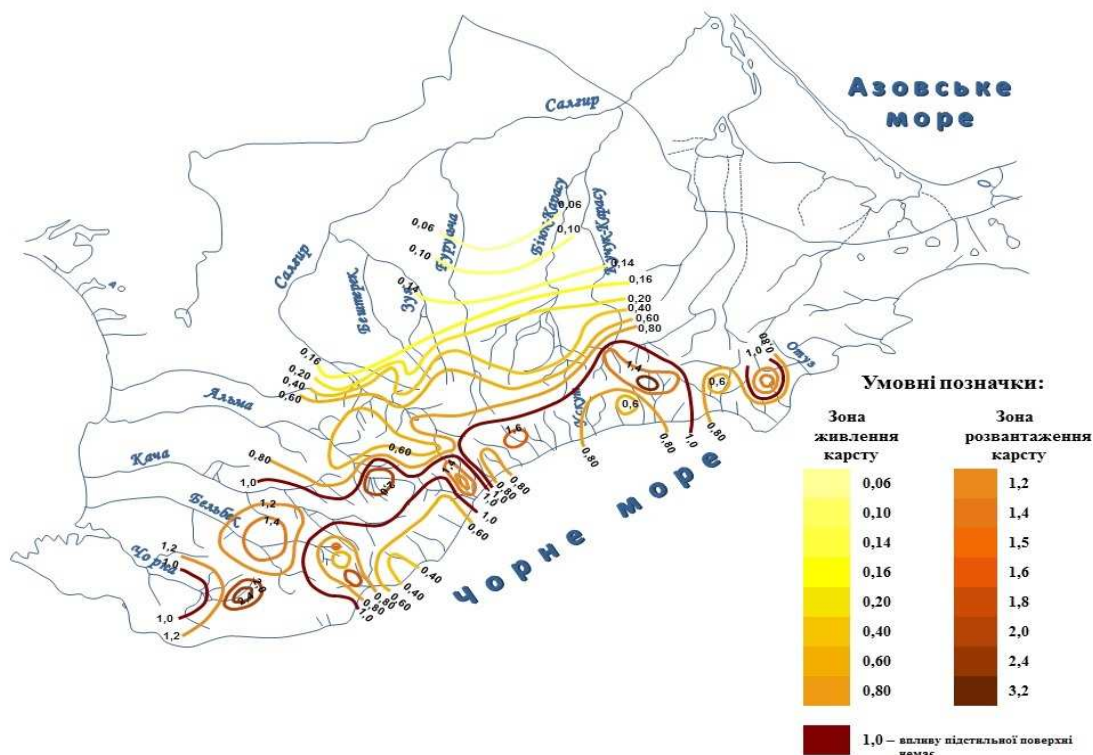


Рисунок 4.3 - Карта-схема розподілу коефіцієнтів підстильної поверхні для території Гірського Криму

В роботі запропоновані два варіанти розрахункової методики для визначення максимального стоку дощових паводків теплої періоду річок Гірського Криму:

а) з використанням максимальних модулів схилового припливу

$$q_{P\%} = \frac{q'_{1\%}}{(F + 1)^{0,53}}; \quad (4.22)$$

б) з урахуванням коефіцієнта підстильної поверхні

$$q_{P\%} = \frac{q'_{1\%} k_n}{(F + 1)^{0,53}} \lambda_P \quad (4.23)$$

Осереднена точність розрахунку запропонованих методик знаходиться на рівні $\pm 21,3\%$, при точності вихідної інформації $\pm 21,6\%$.

Таким чином, можна зробити висновки:

Дослідження умов формування паводків теплого періоду на річках Гірського Криму підтвердило той факт, що одним з факторів, який суттєво впливає на водний режим Кримських річок, є карст. Формування паводків пов'язане з опадами зливого характеру, які охоплюють порівняно невеликі за площею території, але можуть призводити до катастрофічних наслідків.

Аналіз вихідної гідрологічної інформації по максимальному стоку паводків теплого періоду, показав, що не дивлячись на глобальні і регіональні зміни клімату, число випадків катастрофічних паводків на річках Гірського Криму за останні роки не збільшилося.

Запропоновані два варіанти розрахункової моделі формування максимального стоку дощових паводків теплого періоду річок Гірського Криму. У першому варіанті основним розрахунковим параметром методики є максимальний модуль схилового припливу, який узагальнено у вигляді карти. Згідно з другим, в розрахункову формулу введений коефіцієнт підстильної поверхні, що враховує вплив карсту, а максимальний модуль схилового припливу визначається з урахуванням висоти місцевості.

Середня точність розрахунку за двома варіантами становить $\pm 21,3\%$, при точності вихідної інформації $\pm 21,6\%$, що дозволяє рекомендувати методику, розроблену для річок Гірського Криму для практичного застосування.

4.1.3 Регіональні методики для визначення максимального стоку паводків на річках Українських Карпат

Максимальні витрати води дощових паводків $Q_{P\%}$ за наявності річок-аналогів слід визначати за редукційною формулою [91]

$$Q_{P\%} = q_{P\%a} \frac{\delta\delta_2}{\delta_a\delta_{2a}} \left(\frac{F_a}{F}\right)^{n_1} F, \quad (4.24)$$

де $q_{P\%a}$ - модуль максимальної миттєвої витрати води річки-аналога розрахункової ймовірності перевищення $P\%$;

δ, δ_a - відповідно для досліджуваної річки та річки-аналога коефіцієнти, які враховують зниження максимальних витрат води проточними озерами;

δ_2, δ_{2a} - відповідно для досліджуваної річки та річки-аналога коефіцієнти, які враховують зниження максимальних витрат води, внаслідок заболоченості водозбору;

F, F_a - відповідно для досліджуваної річки та річки-аналога площа водозбору, км^2 ;

n_1 - параметр редукції модуля максимальної миттєвої витрати води.

Область застосування формули (4.24) обмежується вимогами

$$k_\phi \leq 1,5 k_{\phi.a}, \quad (4.25)$$

де $k_\phi, k_{\phi.a}$ - відповідно для досліджуваної річки та річки-аналога коефіцієнти форми водозборів; визначаються в залежності від довжини річки L (км) та площі водозборів F (км^2) за формулою

$$k_\phi = \frac{L}{F^{0,56}}. \quad (4.26)$$

При недотриманні умови (4.26) визначення максимальної миттєвої витрати води дощових паводків за наявності річок-аналогів слід виконувати за наступною формулою

$$Q_{P\%} = q_{P\%a} \left(\frac{\Phi_a}{\Phi}\right)^{n_1} \frac{\delta}{\delta_a} F, \quad (4.27)$$

де n_1 - коефіцієнт редукції модуля максимальної миттєвої витрати води зі збільшенням руслового часу добігання;

Φ, Φ_a - відповідно для досліджуваної річки та річки-аналога гідроморфометричні характеристики русел, визначаються за формулою

$$\Phi = 1000 L / (m_p I_p^m F^{1/4}), \quad (4.28)$$

де m_p - гідравлічний параметр русла;

m - параметр заплави;

I_p - середньозважений ухил русла річки, %;

L та F - довжина річки та площа водозбору.

Максимальні миттєві витрати води дощових паводків при відсутності річок-аналогів слід визначати за редукційною формулою

$$Q_{p\%} = q_{200} (200 / F)^{n_1} \delta \delta_2 \delta_3 \lambda_{p\%} F, \quad (4.29)$$

де q_{200} - модулі максимальних миттєвих витрат води щорічної ймовірності перевищення P , рівні 1%, при $\delta = \delta_2 = \delta_3 = 1$ приведені до площі водозборів 200 км^2 ; визначаються інтерполяцією між даними спостережень сусідніх вивчених річок в досліджуваному районі або за картою;

$\lambda_{p\%}$ - перехідний коефіцієнт від максимальних миттєвих витрат води щорічної ймовірності перевищення P , рівні 1 %, до максимальних витрат води іншої ймовірності перевищення;

n_1 - коефіцієнт редукції модуля максимальної миттєвої витрати води;

δ, δ_2 - відповідно коефіцієнти для досліджуваної річки, які враховують зниження максимальних витрат води проточними озерами та заболоченістю водозборів;

F - площа водозборів, км^2 ;

δ_3 - коефіцієнт, який враховує змінення параметра q_{200} зі зміненням середньої висоти водозборів в гірських районах.

Модулі максимальних миттєвих витрат води q_{200} по мірі накопичення даних гідрометричних спостережень для вивчених річок слід уточнювати за формулою

$$q_{200} = q_{1\%} / (\delta \delta_2 \delta_3) / (F / 200)^{n_1}, \quad (4.30)$$

де $q_{1\%}$ - модулі максимальних миттєвих витрат води щорічної ймовірності перевищення P , рівні 1%;

n_1 - коефіцієнт редукції модуля максимальної миттєвої витрати води;

δ, δ_2 - відповідно коефіцієнти для досліджуваної річки, які враховують зниження максимальних витрат води проточними озерами та заболоченістю водозборів;

F - площа водозборів;

δ_3 - коефіцієнт, який враховує параметр q_{200} зі зміненням середньої висоти водозборів в гірських районах.

При уточненні параметра q_{200} рекомендується спочатку відкоректувати значення параметра n_1 за графіком зв'язку

$$q'_{200} = q_{1\%} / (\delta \delta_2) = f(F). \quad (4.31)$$

Значення коефіцієнта δ_3 для гірських районів слід уточнювати за графіком зв'язку $q'_{200} = f(\bar{H}_B)$.

Максимальні миттєві витрати води річок дощових паводків $Q_{P\%}$ (м³/с) слід визначити за формулою граничної інтенсивності

$$Q_{P\%} = A_{1\%} \phi H'_{1\%} \delta \lambda_{P\%} F, \quad (4.32)$$

де $A_1\%$ - максимальні модулі стоку щорічної ймовірності перевищення P , рівні 1%, виражений в частках добутку $\varphi H'_1\%$ при $\delta = 1$;

$H'_1\%$ - максимальний добовий шар опадів ймовірністю перевищення P , рівні 1%, визначається за даними найближчих до басейну досліджуваних водотоків метеорологічних станцій, які мають найбільшу тривалість спостережень або за картою;

φ - збірний коефіцієнт стоку;

$\lambda_{P\%}$ - перехідний коефіцієнт від максимальних миттєвих витрат води щорічної ймовірності перевищення P , рівні 1%, до максимальних витрат води інших ймовірностей перевищення;

δ - коефіцієнт, який враховує зниження максимальних витрат води проточними озерами;

F - площа водозборів.

Середні добові максимальні витрати води $\overline{Q}_c$ дощового стоку слід визначати за гідрометричними даними річок-аналогів. За відсутності річок-аналогів значення $\overline{Q}_c$ для рівнинних річок допускається визначати за формулою:

$$\overline{Q}_c = Q_{P\%} / K'_\tau. \quad (4.33)$$

де $Q_{P\%}$ - розрахункова максимальна миттєва витрата води щорічної ймовірності перевищення $P\%$;

K'_τ - перехідний коефіцієнт від миттєвих максимальних витрат води до середніх добових, причому

$$K'_\tau = B / (F + 1)^{m_1}, \quad (4.34)$$

де F - площа водозборів, км².

Розрахункові шари дощового стоку при наявності річок-аналогів незалежно від площі водозбору визначаються за формулою

$$h_{P\%} = h_{P\%a} k_F / k_{Fa}, \quad (4.35)$$

де $h_{P\%}$ та $h_{P\%a}$ - відповідно для досліджуваної річки та річки-аналога розрахункові шари дощового стоку;

k_F та k_{Fa} - відповідно для водозбору досліджуваної річки та річки-аналога коефіцієнти, які визначаються за таблицею.

Розрахункові шари дощового стоку $h_{P\%}$ для водозборів менше 50 км² при відсутності річок-аналогів визначаються за формулою

$$h_{P\%} = \psi(\tau_{\sigma} = 150 \text{ хв}) \varphi H'_{1\%} \lambda_{P\%}, \quad (4.36)$$

де $\psi(\tau_{\sigma} = 150 \text{ хв})$ - відносна інтенсивність опадів;

φ - збірний коефіцієнт стоку;

$H'_{1\%}$ - максимальний добовий шар опадів ймовірністю перевищення P , рівний 1%; визначається за даними найближчих до басейну досліджуваних водотоків метеорологічних станцій, які мають найбільшу тривалість спостережень або за картою;

$\lambda_{P\%}$ - перехідний коефіцієнт від максимальних миттєвих витрат води щорічної ймовірності перевищення $P=1\%$, до максимальних витрат води інших ймовірностей перевищення.

Розрахункові шари дощового стоку для водозборів площею більше 50 км² при відсутності річок-аналогів визначаються за даними сусідніх вивчених річок, інтерполяцією чи за картою [91].

Для розрахунку максимальних характеристик паводкового стоку Українських Карпат було розроблено декілька регіональних методик. Розглянемо деякі з них:

І. О.Г.Іваненко і О.М.Мельничук [121] запропонували метод розрахунку максимальних витрат зливових та дощових вод для річок і тимчасових водото-

ків в Українських Карпатах на основі генетичної формули, в основі якої лежить метод ізохрон

$$Q_{mP} = \frac{0,28 \varphi h_m F}{t_p} K_F K_1 \beta_{\lambda} \lambda_P, \quad (4.37)$$

де Q_{mP} - максимальна витрата зливогого паводку заданої розрахункової забезпеченості P , м³/с;

h_m - шар схилового припливу, утворюючий паводок (забезпеченість 1%), мм;

F - площа водозборів, км²;

t_p - час руслового добігання піку паводку від витоку річки до розрахункового створу, годин;

φ – безрозмірний коефіцієнт діючого шару стоку, який показує, яка частина схилового припливу зливових вод бере участь у формуванні максимальної витрати води;

K_F і β_{λ} – безрозмірні коефіцієнти, що враховують зниження шару паводкового стоку h_m у зв'язку з редукцією опадів по площі і під впливом залісеності басейну, відповідно;

K_1 – безрозмірний коефіцієнт, що враховує форму басейнів;

λ_P – коефіцієнт переходу від опорної забезпеченості (1%) до інших.

Основний параметр формули – максимальний шар схилового стоку h_m , визначається по карті ізоліній шару стоку 1%-ї забезпеченості для геометричних центрів водозборів шляхом лінійної інтерполяції (рис.4.4).

Редукційні поправки на залісеність β_{λ} і площу водозборів K_F визначаються по емпіричних залежностях

$$\beta_L = 1 - 0,25 f_L, \quad (4.38)$$

де f_L - середня залісеність водозбору в частках від 1,

$$K_F = \frac{1}{1 + 0,002 F^{0,8}}. \quad (4.39)$$

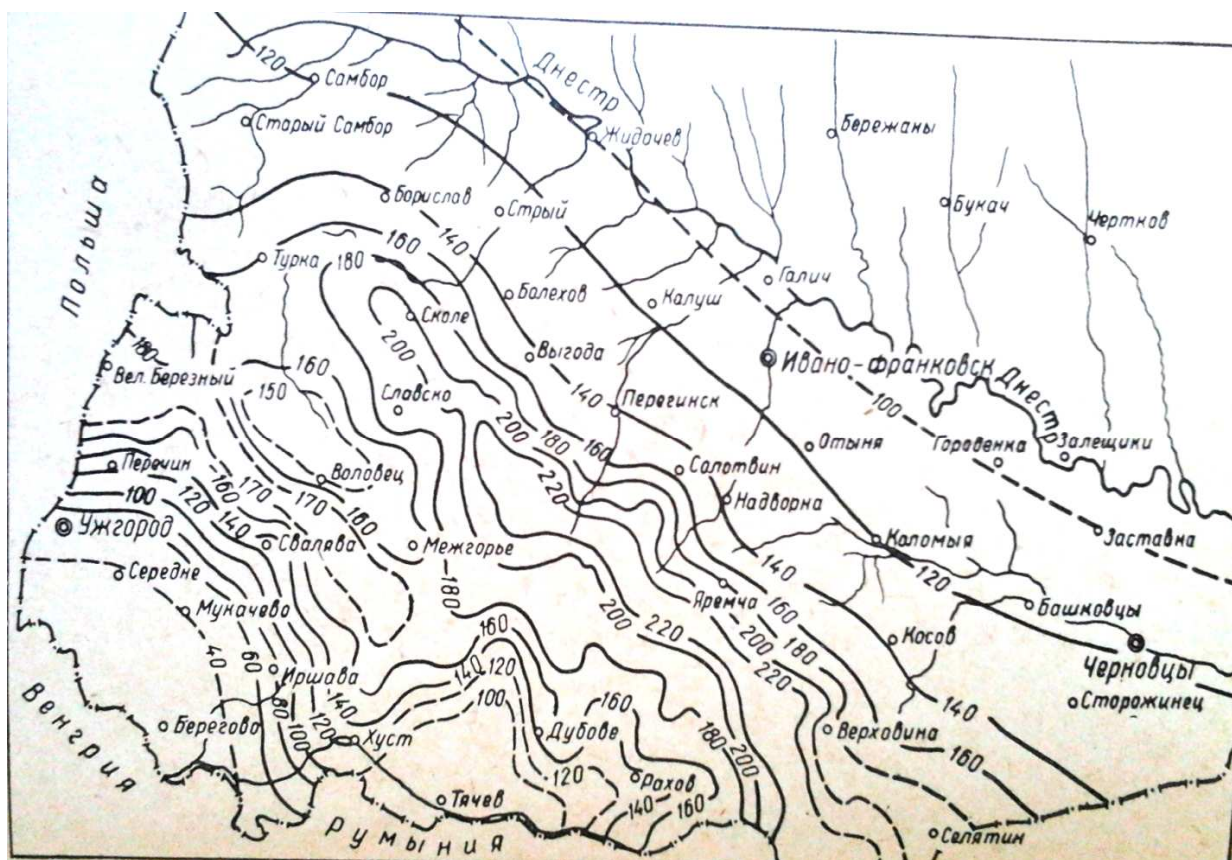


Рисунок 4.4 - Максимальні шари стоку 1%-ї забезпеченості для території Карпат [121]

Час руслового добігання t_p визначається за співвідношенням:

$$t_p = \frac{L}{V_\partial}, \quad (4.40)$$

де L – довжина річки від витоків до замикаючого створу, км;

V_0 – швидкість добігання паводка по руслу.

Безрозмірний коефіцієнт діючого шару стоку φ розраховується за формулою

$$\varphi = \frac{q_m}{h_m} t_p \left(1 - 0,33 \frac{q_m}{h_m} t_p + 0,04 \frac{q_m^2}{h_m^2} t_p^2 \right). \quad (4.41)$$

Коефіцієнт врахування впливу форми басейну на максимальні витрати води, або так званий гідрографічний коефіцієнт, визначається по залежності

$$K_1 = \frac{3 - 3C \frac{m+1}{m+2} + C^2 \frac{m+1}{m+2}}{3 - 3C + C^2}, \quad (4.42)$$

де:

$$C = \frac{3}{\varphi} - 1, \quad (4.43)$$

$$m = \frac{1}{\frac{B_m}{B_{сер}} - 1}. \quad (4.44)$$

Запропонований в цій роботі метод розроблений для водозборів розмірами від 1-2 км² до таких, у яких час руслового добігання не перевищує одну добу [121].

II. Для практичних розрахунків максимальних витрат води зливових паводків на річках за відсутності або недостатності гідрометричних спостережень, згідно [122], передбачено використання регіональних формул. Кількість параметрів, визначення яких засноване безпосередньо на матеріалах масових гідро-

метричних спостережень і натурних досліджень в цих формулах зводиться до мінімуму.

Розрахункова редуційна формула для визначення максимальної витрати води з параметрами, розробленими П.М.Лютіком, представлена в наступному вигляді

$$Q_P = q_P F = \frac{B_{1\%}}{(F + 5)^{n_1}} \beta_{л,б} r \lambda_P F, \quad (4.45)$$

де $B_{1\%}$ - елементарний модуль стоку 1 %-ї забезпеченості;

n_1 – показник степені редуції максимального модуля стоку;

λ_P – коефіцієнт переходу від опорної забезпеченості (1 %) до будь-якої іншої.

Параметр n_1 уточнений стосовно конкретних фізико-географічних умов даного району шляхом побудови залежностей $q_P = f(F)$. Показник редуції n_1 для різних басейнів річок Українських Карпат коливається в невеликих межах і може бути прийнятий для річок басейну Тиси рівним 0,4; для річок басейнів Прута і Серета 0,5; а для річок басейну Дністра - 0,6.

Елементарний модуль паводкового стоку $B_{1\%}$ може бути знайдений з виразу

$$B_{1\%} = \frac{Q_{1\%} F^{n_1-1}}{\beta_{л,б} r}. \quad (4.46)$$

Якщо виключити вплив місцевих чинників (залісеності, заболоченості і зарегульованості водозборів), значення елементарного модуля 1%-ї забезпеченості $B_{1\%}$ можна представити у вигляді карти ізоліній параметра (рис.4.5).

Узагальнені матеріали спостережень за опадами і отримані криві змін (редукції) характеристик дощових опадів для окремих районів Карпат дозволили П.М.Лютіку рекомендувати для визначення максимальних витрат води схему розрахунку за формулою граничної інтенсивності стоку у такому вигляді

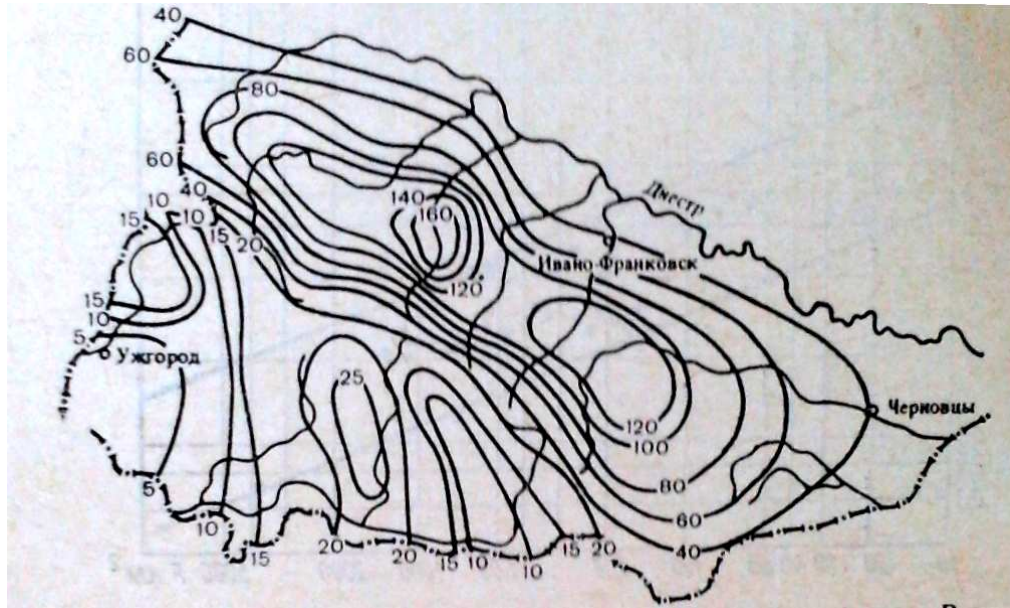


Рисунок 4.5 – Елементарний модуль паводкового стоку $B_1\%$, в $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ [121]

$$Q_P = q_P F = 16,67 \bar{i}_{TP} \phi \beta_{л,б} r \lambda_P F, \quad (4.47)$$

де $\bar{i}_{TP}$ - максимальне значення середньої інтенсивності опадів (мм/хв) за час добігання води по басейну τ хв;

З урахування редуції опадів -

$$Q_P = 16,67 \bar{\psi}_P(\tau) H_P \phi \beta_{л,б} r F, \quad (4.48)$$

$\bar{\psi}(\tau)$ - ординати кривої редуції максимальної середньої інтенсивності опадів за час добігання τ ;

H_P - добовий шар опадів (мм) забезпеченістю $P\%$;

$\beta_{л,б}$, r - коефіцієнти, які враховують вплив залісеності, заболоченості та зарегульованості водозборів на максимальний стік [121].

III. Для районування території Українських Карпат Вишневським В.І. було використано кластерний аналіз, сутність якого полягає у поділенні об'єктів

на групи за повними характеристиками. При цьому, на відміну від звичного кореляційного аналізу, кількість характеристик або факторів може досягати десяти і більше.

Виконання кластерного аналізу має спиратись на використанні якоїсь групи параметрів, що найкраще характеризують досліджуване явище. Стосовно паводків можна прийняти, що найважливішими їх характеристиками є модуль максимальних витрат води та шар стоку.

Фактори, що потенційно можуть впливати на формування паводків - висота водозборів, середній ухил річок, лісистість, заболоченість, озерність. Районування території, здійснене із врахуванням п'яти перелічених факторів, показало, що можливі випадки, коли якась річка могла б опинитися в іншому районі, ніж вона фактично знаходиться. Це свідчило про недостатність кількості факторів, що враховувалися. У зв'язку з цим, як шостий аргумент було використано географічну довготу (фактор, що враховує місцеві фізико-географічні особливості).

Відповідно із зазначеними дослідженнями вся територія Українських Карпат була поділена на два регіони, які в свою чергу поділені на декілька районів і підрайонів. Виділені регіони в цілому відповідають північно-східному і південно-західному макросхилах. Разом з тим, верхів'я окремих річок басейну Дністра виявились за комплексом використаних факторів краще пов'язаними з річками, що відносяться до басейну Тиси. Зокрема, до таких ділянок можуть бути віднесені р.Лімниця - в/п Осмолода, а також р.Стрий - в/п Матків. Поясненням цьому може бути вже згадувана особливість орографії Карпатських гір, а саме - більша висота Горган і Бескид порівняно з висотою водороздільного хребта (рис.4.6). Зазначимо, що виконане районування уточнює результати раніше виконаних досліджень цього питання [123].

IV. Широке розповсюдження в Україні знайшла формула запропонована П.Ф.Вишневським [123], яка виводиться із схеми руслових ізохрон

$$Q_t = h_1 f_{t_p} + h_2 f_{t_p-1} + \dots + h_{t_p-1} f_2 + h_{t_p} f_1. \quad (4.49)$$

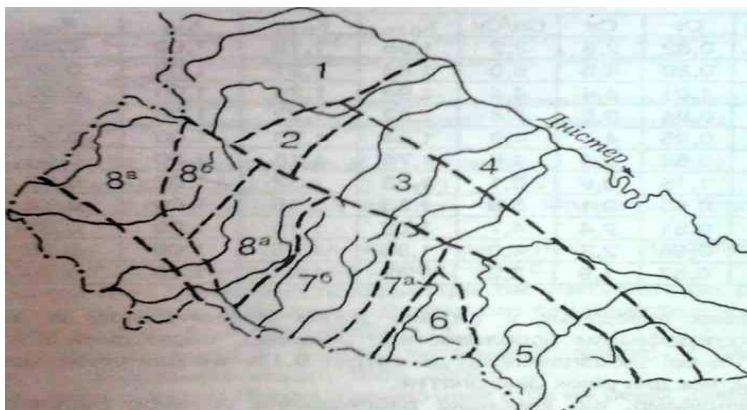


Рисунок 4.6 - Районування території Українських Карпат за характеристиками дощових паводків [123]

П.Ф.Вишневецький прийняв за розрахунковий інтервал рівним 10 хв., а також вводить поняття і відповідний йому параметр у вигляді максимальної інтенсивності h_m за 10 хвилин.

В результаті було запропоноване рівняння вигляду

$$q_m = h_m \varphi_1, \quad (4.50)$$

де φ_1 – редуційний коефіцієнт.

В розрахунковому варіанті φ_1 для річок Карпат дорівнює:

а) при $t_p / T_0 < 1.0$

$$\varphi_1 = \frac{1,44}{1 + 2,35(t_p / T_0)}; \quad (4.51)$$

б) при $t_p / T_0 \geq 1.0$

$$\varphi_1 = \frac{1,35}{1 + 2,14(t_p / T_0)}. \quad (4.52)$$

Оскільки базова модель (4.49) не повністю враховує всі ефекти трансформації, П.Ф.Вишневський в (4.50) вводить декілька редуційних коефіцієнтів, після чого вона набула вигляду [123]

$$q_m = 1,67 h_m \varphi_1 n r r_1 k', \quad (4.53)$$

де r - коефіцієнт зарегульованості максимального стоку озерами і водосховищами;

r_1 - коефіцієнт зарегульованості максимального стоку широкими заплавами, який визначається за наступною формулою

$$r_1 = \frac{0,86}{\gamma^{0,2}}; \quad (4.54)$$

γ - відносна площа поперечного перерізу заплави

$$\gamma = \frac{\omega_{запл}}{F}, \quad (4.55)$$

$\omega_{запл}$ - площа поперечного перерізу заплави;

k' - враховує нерівномірність і повноту охопту басейна зливою (для Карпат приймається рівним 1.0).

4.1.4 Визначення розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Розрахункова модель для визначення характеристик максимального стоку в басейні р. Прип'ять прийнята в редакції

$$q_m = q'_m k_m k_n. \quad (4.56)$$

Саме ця структура рекомендується нами для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять [124]. Вплив зональних і місцевих чинників в структурі (4.56) повинен враховуватися не у вигляді поправкових коефіцієнтів до максимальних модулів q_m , а включатися у відповідні розрахункові параметри (q'_m , T_0 і $Y_{1\%}$).

При визначенні модуля схилового припливу q'_m необхідно врахувати вплив залісеності та заболоченості на шар стоку Y_m і тривалість припливу T_0 , тобто

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 k_l k_{\delta}} Y_m k'_l k'_{\delta}, \quad (4.57)$$

де k_l і k_{δ} – коефіцієнти, що враховують вплив лісів і боліт на T_0 ;

k'_l і k'_{δ} – коефіцієнти, що враховують вплив лісів і боліт на Y_m .

Що стосується озер, водосховищ і ставків проточного типу, то їх трансформуючу спроможність слід включати у вигляді окремого множника $r \leq 1,0$ в праву частину (4.56). Таким чином, загальний вигляд розрахункової формули буде таким [125]

$$q_{P\%} = q'_{1\%} k_m k_n r \lambda_{P\%}, \quad (4.58)$$

де $\lambda_{P\%}$ – коефіцієнт забезпеченості, який служить для переходу від опорної забезпеченості $P = 1\%$ до інших.

Схематично структура (4.58) ілюструється рис. 4.7.

Коефіцієнт трансформації k_m , який входить до формули максимального стоку (4.58), є відношенням

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}, \quad (4.59)$$

а

$$\frac{m+1}{m} = 86,4 \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_n}{\bar{Y}_m F}, \quad (4.60)$$

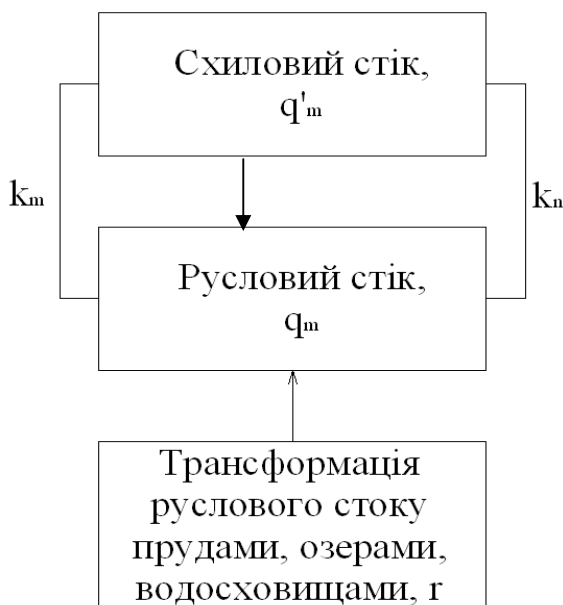


Рисунок 4.7 – Схематична модель формування руслового стоку

де $\bar{Q}_m$ – середня максимальна витрата води за водопілля, м³/с;

$\bar{T}_n$ – середня тривалість водопілля, д;

$\bar{Y}_m$ – середній шар стоку за водопілля, мм;

F – площа водозборів, км²;

86,4 – коефіцієнт розмірності.

По аналогії з $\frac{m+1}{m}$, коефіцієнт нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$

є відношенням

$$\frac{n+1}{n} = 86,4 \frac{Q_m' T_0}{Y_m F}, \quad (4.61)$$

де Q_m' – максимальна витрата води схилового припливу, м³/с;

Y_m – шар схилового припливу, який можна прийняти для весняного водопілля рівним шару річкового стоку (без урахування ґрунтової складової), мм.

Безпосередньо за матеріалами спостережень можна розрахувати тільки один коефіцієнт, а саме $\frac{m+1}{m}$. Що стосується коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу в часі $\frac{n+1}{n}$, то його прямим способом розрахувати не представляється можливим, зважаючи на відсутність спостережень за схиловим стоком в басейні Прип'яті. Тому нижче буде застосований метод визначення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу, який ґрунтується на використанні даних про коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$. Він полягає в просторовому узагальненні даних по коефіцієнтах нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$.

Обґрунтування коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку

Формула (4.60) дозволяє встановлювати коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку індивідуально для кожного гідрографу весняного водопілля. Природно, що $\frac{m+1}{m}$ тоді будуть змінюватись не лише від року до року, але й в залежності від географічного положення водозборів. У розрахункових схемах максимального стоку параметри, що зазвичай входять до них, відносяться до тієї або іншої ймовірності щорічного перевищення. З цієї точки зору уніфікація параметрів для тієї або іншої забезпеченості водопілля, потребує використання типових гідрографів стоку, у рамках яких ув'язуються між собою усереднені у багаторічному розрізі параметри: Q_m – максимальна миттєва за водопілля витрата води; $\bar{T}_n$ – тривалість водопілля; $\bar{Y}_m$ – шар стоку за водопілля. Саме цей принцип і покладений в основу при аналізі коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$ в басейні р. Прип'ять. Вихідні і розрахункові дані наведені в табл. Г.1.

Як видно з дод.Г.1, змінюється $\frac{m+1}{m}$ в порівняно вузькому діапазоні – від

6,68 (р. Ірша – смт. Володарськ-Волинський) до 2,26 (р. Іква – Млинівська ГЕС). Фізичною межею для цього коефіцієнта повинно бути $\frac{m+1}{m} = 2,0$, що відповідає лінійній формі гідрографів стоку. Оскільки в реальних умовах гідрографи мають увігнуті гілки підйому і спаду, то $\frac{m+1}{m} \geq 2,0$. Про це, власне, свідчать й дані табл. Г.1.

Просторове узагальнення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку. Коефіцієнти трансформації гідрографів стоку

Отримані коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$ (див. табл.Г.1) були узагальнені по території шляхом побудови залежності $\frac{m+1}{m} = f[\lg(F+1)]$. Вона наводиться на рис. 4.8. Описати її можна за допомогою експоненціального рівняння, тобто

$$\frac{m+1}{m} = 6,25 \exp[-0,185 \lg(F+1)]. \quad (4.62)$$

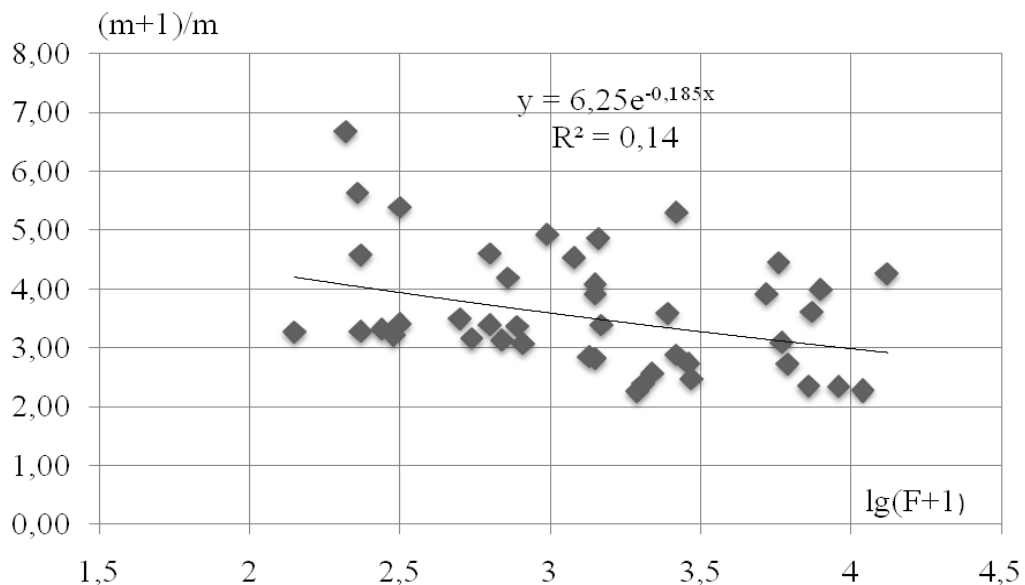


Рисунок 4.8 - Залежність коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку від площі водозборів річок в басейні р. Прип'ять

Коефіцієнт кореляції цієї залежності $r=0,37$ відноситься до значущих. При екстраполяції залежності (4.62) на вісь ординат (що співпадає прийняттям $F=0$) коефіцієнт $\frac{m+1}{m}$ дорівнюватиме 6,25. Припущення того, що $F=0$, фактично ретрансформує гідрографи руслового стоку в схиліві із складовими їх елементами: $(Q_m)_{F=0} = Q'_m$; Y_m ; $(T_n)_{F=0} = T_0$, де Q'_m – максимальна схилова витрата води весняного водопілля, а T_0 – тривалість схилового припливу, оскільки при $F=0$, згідно (4.61), $(\frac{m+1}{m})_{F=0}$ зводиться до коефіцієнта часової нерівномірності схилового стоку $\frac{n+1}{n}$.

Таким чином, в загальному вигляді (4.62) запишеться в редакції

$$\frac{m+1}{m} = \frac{n+1}{n} \exp[-0,185 \lg(F+1)]. \quad (4.63)$$

Звідки коефіцієнт трансформації форми гідрографів

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}. \quad (4.64)$$

У розрахунковому варіанті

$$k_m = \exp[-0,185 \lg(F+1)]. \quad (4.65)$$

Очевидно, що при $F=0$, коефіцієнт трансформації $k_m=1,0$ (його верхнє граничне значення). Надалі, зі збільшенням розміру водозборів, має місце убавання цього коефіцієнта (рис. 4.9) до $k_m=0,40$ при $F=100000 \text{ км}^2$.

Модулі схилового припливу q'_m в структурі (4.56) і (4.58) є базовими характеристиками розмірів весняного водопілля тієї або іншої річки, взагалі, а в

басейні Прип'яті, зокрема.

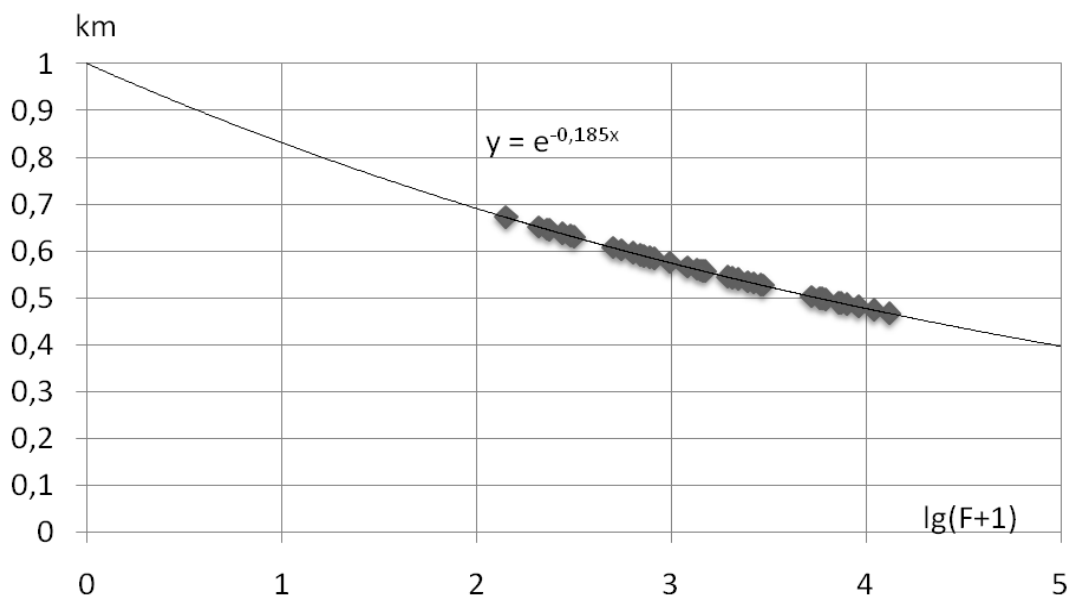


Рисунок 4.9 - Залежність коефіцієнтів трансформації гідрографів стоку k_m від розміру водозборів

Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ згідно виразу

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m \quad (4.66)$$

для басейну р. Прип'ять обґрунтований на рівні 6,25 .

Розрахункові модулі схилового припливу весняного водопілля в басейні р.Прип'ять

Розрахункові шари стоку $Y_{1\%}$ є опорною характеристикою при розрахунках максимального стоку як весняного водопілля, так і дощових паводків.

Особливості просторового розподілу шарів стоку весняного водопілля опорної забезпеченості $P=1\%$ в басейні р.Прип'ять розглянуті нами в розд.3.2.1.3. Узагальнені вони по території у вигляді карти-схеми ізоліній $Y_{1\%}$ (див.рис.3.12). Шари стоку зменшуються з півночі на південь від 200 до 100 мм, що відповідає географічній закономірності зміни цього параметру в басейні

Прип'яті.

Пристаючи до картування $Y_{1\%}$, вихідні дані були приведені до однієї широти ($\varphi = 51^\circ$ пн.ш.), а потім була побудована залежність між $(Y_{1\%})_{\varphi=51}$, з одного боку, заболоченістю і залісеністю водозборів, з іншого. Виявити якусь закономірність в зміні максимального шару стоку весняної повені $Y_{1\%}$ під дією цих чинників не вдалося.

Коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу

Відзначалося, що безпосередньо встановити їх неможливо, через відсутність матеріалів спостережень за схиловим стоком річок. Але, з іншого боку, є можливість встановлення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$, причому, згідно (4.60)

$$\frac{m+1}{m} = 86,4 \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_n}{\bar{Y}_m F}. \quad (4.67)$$

В результаті узагальнення $\frac{m+1}{m}$ в залежності від площі водозборів нами отримане рівняння

$$\frac{m+1}{m} = 6,25 \exp[-0,185 \lg(F+1)] \quad (4.68)$$

Параметр $\frac{n+1}{n}$ є коефіцієнтом часової нерівномірності схилового припливу, який відповідає значенню $(\frac{m+1}{m})_{F=0}$ і дорівнює 6,25.

Обґрунтування розрахункової тривалості схилового припливу і коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання весняних водопіль в басейні Прип'яті

Невідомим параметром у формулі (4.67) є тривалість схилового стоку T_0 . Для її визначення пропонується знаходження T_0 в цій структурі зворотним розрахунком. З цією метою замість q_m' в (4.58) пропонується (приймавши $k_n = 1,0$ і $\lambda_p = 1,0$, $r = 1,0$ і $P = 1\%$) підставити його значення згідно з (4.67). Тоді

$$q_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%} k_m k_n. \quad (4.69)$$

Тривалість схилового припливу T_0 з (4.69) дорівнює

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_{1\%}}{q_{1\%}} k_m k_n. \quad (4.25)$$

Очевидно, що безпосередньо скористатися (4.70) для визначення T_0 не представляється можливим, оскільки невідомим в цьому рівнянні, окрім T_0 , ще залишається і коефіцієнт русло-заплавного регулювання k_n . Таким чином, ми маємо одне рівняння з двома невідомими (T_0 і k_n).

Щоб використати (4.70) для встановлення T_0 , пропонується прийняти на першому етапі вирішення зворотної задачі припущення, що $k_n = 1,0$ (це його верхнє граничне значення за відсутності русло-заплавного регулювання). Тоді (4.70), відносно T_0 , буде мати вигляд

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_{1\%}}{q_{1\%}} k_m. \quad (4.71)$$

В (4.71) для басейну р. Прип'ять:

1) коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ приймається на рівні 6,25;

2) коефіцієнт трансформації гідрографів стоку k_m описується рівнянням (4.21);

3) максимальні модулі $q_{1\%}$ і $Y_{1\%}$ представлені в табличному вигляді (табл. Г.2).

Отримані в першому наближенні значення T_0 представлені в табл. Г.2.

Змінюються вони від 351 години (р. Гуйва – с. Городківка) до 2093 годин (р. Стир – с. Млинок).

На рис. 4.10 наводиться залежність T_0 від розмірів водозборів річок. Описати її можна рівнянням $T_0 = 235 \lg(F + 1) + 221$; $r = 0,33$. Екстраполяція на вісь ординат дозволяє отримати осереднене на регіональному рівні шукане значення T_0 . Вільний член в цьому рівнянні є саме осередненою тривалістю припливу, тобто $T_0 = 221$ год.

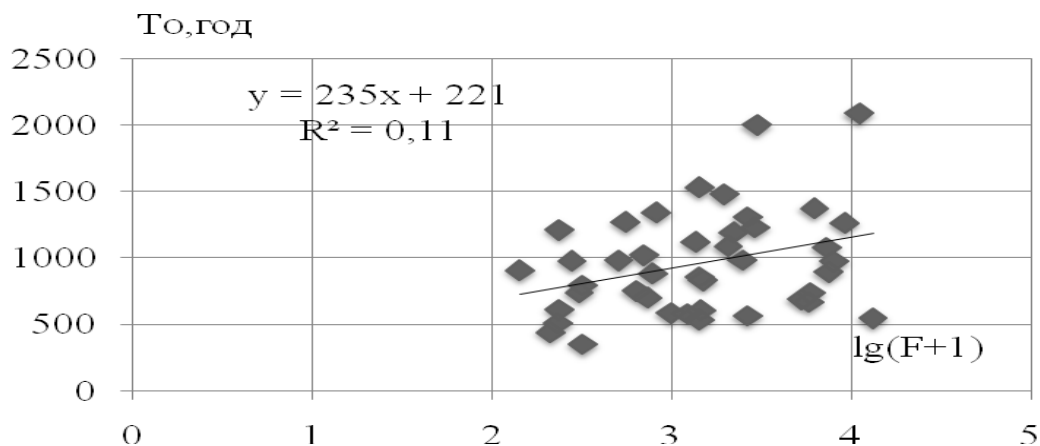


Рисунок 4.10 - Залежність тривалості схилового припливу T_0 від розмірів водозборів річок в басейні р. Прип'ять

При цьому значенні T_0 зворотним розрахунком з (4.24) можна знайти k_n , тобто

$$k_n = \frac{q_{1\%}}{0,28Y_{1\%}} \frac{n}{n+1} T_0 / k_m. \quad (4.72)$$

Вихідні і розрахункові дані, що входять до (4.72), приведені в табл. Г.3. Залежність k_n від розміру водозборів річок представлена на рис. 4.11. Недоліком вихідної інформації, як видно з рис.4.11, є те, що матеріали спостережень в основному відносяться до водозборів з площами, які знаходяться в діапазоні більше 100 км^2 .

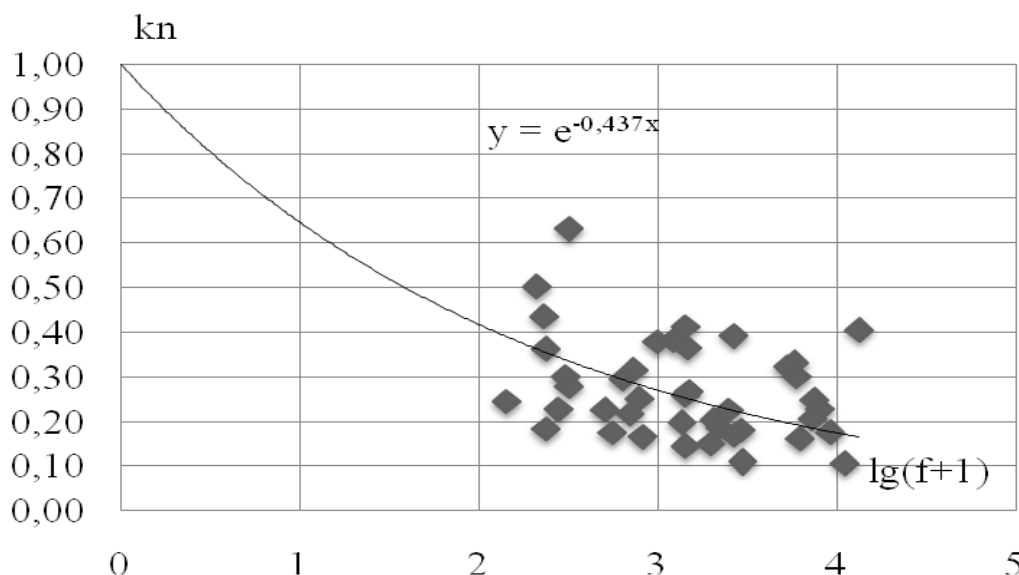


Рисунок 4.11 - Залежність коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання k_n від розмірів водозборів річок в басейні р. Прип'ять

Що стосується малих водозборів ($F \leq 100 \text{ км}^2$), то вихідні дані по них відсутні взагалі в басейні р. Прип'ять. Між тим, як видно, найбільш складною є залежність k_n саме в області малих водозборів (де найбільш виражена нелінійність).

Спрощується процедура обґрунтування залежності k_n від площі водозборів тією обставиною, що при $F = 0$, коефіцієнт k_n відповідає своєму верхньому значенню, рівному 1,0. Описується k_n на регіональному рівні формулою

$$k_n = \exp[-0,437 \lg(F + 1)]. \quad (4.73)$$

Після обґрунтування залежності $k_n = f(F)$ є можливість встановлення тривалості припливу T_0 в другому наближенні. Для цього рівняння (4.69) відносно T_0 перепишеться в редакції

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_{1\%}}{q_{1\%}} k_m k_n. \quad (4.74)$$

Величини $\frac{n+1}{n} = 6,25$, k_m і k_n розраховуються за рівняннями (4.65) і (4.73) в залежності їх від площі водозборів, максимальні модулі стоку $q_{1\%}$ і шари стоку за повінь $Y_{1\%}$ представлені в табл. Г.3.

Встановлені для усіх 43 водозборів тривалості припливу T_0 приведені в табл. Г.4. Змінюються вони в досить широких межах – від 91 години (р.Случ–м. Сарни) до 440 годин (р. Стохід – смт. Любешів).

Просторове узагальнення розрахункової тривалості схилового припливу в період весняного водопілля

Стокові характеристики, як відомо, мають просторову і часову мінливість. Що стосується весняного водопілля, то це передусім обумовлено просторовою неоднорідністю розподілу по території снігозапасів. Тому, приступаючи до узагальнення розрахункових тривалостей припливу T_0 , необхідно досліджувати їх, як і шари стоку за водопілля, на обумовленість географічним положенням окремих водозборів. З цією метою на підставі табл. Г.4 була побудована залежність розрахункової тривалості весняної повені T_0 від широти геометричних центрів водозборів (рис. 4.12).

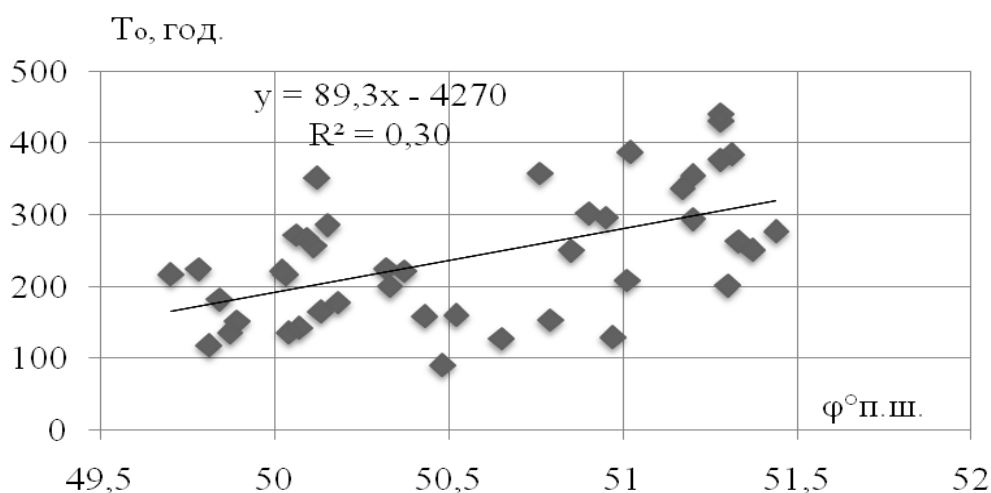


Рисунок 4.12 - Залежність розрахункової тривалості схилового припливу T_0 від широти геометричних центрів водозборів

Як видно, незважаючи на значний розкид точок на графіку, має місце збі-

льшення T_0 зі збільшенням широти геометричних центрів водозборів. Описується залежність рівнянням ($r = 0,55$)

$$T_0 = 89(\varphi - 51) + (T_0)_{\varphi=51^\circ}, \quad (4.75)$$

де $(T_0)_{\varphi=51^\circ}$ – тривалість схилового припливу на умовно прийнятій широті $\varphi = 51^\circ$ п.ш.

Після приведення усіх вихідних даних до умовної широти, рівної $\varphi = 51^\circ$ п.ш., є можливість досліджувати вплив на цю характеристику водопілля місцевих чинників – залісеності і заболоченості.

Заболоченість в басейні р. Прип'ять є досить поширеним елементом ландшафту та змінюється в діапазоні від 0% (р. Случ – с. Велика Клітна) до 16% (р. Прип'ять – с. Люб'язь). Використовуючи дані табл. 4.3 та табл. Г.4, була побудована залежність $(T_0)_{\varphi=51^\circ} = f[\lg(f_{\delta} + 1)]$, яка показана на рис. 4.13.

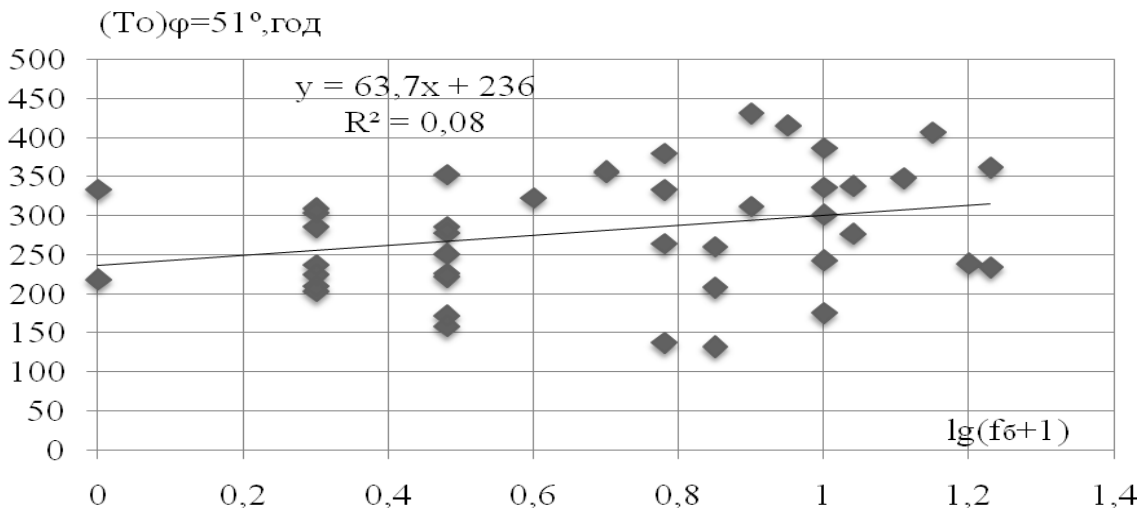


Рисунок 4.13 - Залежність тривалості схилового припливу $(T_0)_{\varphi=51^\circ}$, приведеної до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ пн.ш., від заболоченості водозборів в басейні р. Прип'ять

Таблиця 4.3 - Основні гідрографічні характеристики річок басейну

р. Прип'ять

№ поста	Річка – пост	F, км ²	L, км	H, м	I _{срзв} , ‰	f _л , %	f _б , %	f _{оз} , %	f _р , %
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	82	170	0,2	17	15	<1	20
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	152	170	0,2	26	16	1	-
3	Вижівка – с. Руда	141	10	190	1,5	16	10	<1	40
4	Вижівка – смт. Стара Вижівка	722	44	190	0,7	21	9	<1	20
5	Тур'я – с. Ягідне	502	57	210	1,7	18	7	<1	40
6	Тур'я – м. Ковель	1480	102	200	1,1	17	6	<1	30
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	164	180	0,8	20	10	<1	30
8	Стохід – с. Малинівка	692	45	200	0,9	8	9	<1	40
9	Стохід – с. Гулівка	1420	94	190	0,6	19	9	<1	20
10	Стохід – смт. Любешів	2970	173	180	0,4	35	8	<1	20
11	Стир – с. Щурівці	2020	63	240	2,1	26	9	<1	40
12	Стир – м. Луцьк	7200	194	230	0,7	16	6	<1	-
13	Стир – с. Млинок	10900	400	210	0,4	24	5	<1	-
14	Радоставка – с. Трійця	316	24	220	0,7	16	12	0	40
15	Іква – с. Радянське	632	59	320	2,2	14	<1	<1	60
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	-	270	1,3	20	7	<1	60
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	71	320	1,6	4	1	<1	60
18	Горинь – с. Оженін	5860	228	280	0,7	17	2	<1	-
19	Горинь – с. Деражне	9160	395	260	0,5	12	2	<1	-
20	Вирка – с. Сварині	231	21	160	0,7	31	13	0	10
21	Случ – с. В. Клітна	232	30	320	1,3	3	0	<1	70
22	Случ – с. Громада	2480	139	300	0,7	4	5	<1	80
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	252	260	0,5	11	9	<1	-
24	Случ – м. Сарни	13300	409	230	0,4	17	5	<1	-
25	Хомора – смт. Понінка	1410	114	280	1	11	1	<1	50
26	Тня – с. Броніки	982	68	8,9	0,8	16	1	<1	40
27	Смолка – с. Сусли	632	69	230	0,8	30	2	<1	40
28	Льва – с. Осницьк	276	35	180	0,9	47	3	0	10
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	510	41	210	0,5	19	5	<1	20
30	Уборть – с. Перга	2880	119	190	0,5	67	4	<1	20
31	Уж – м. Коростень	1450	84	210	0,7	28	2	<1	40
32	Уж – смт. Поліське	5690	169	180	0,6	21	6	<1	-
33	Жерів – с. В'язівка	1360	86	190	0,9	16	16	<1	20
34	Норин – с. Словенщина	804	75	170	2,4	13	2	<1	60
35	Грезля – уроч. Брід	553	34	150	0,8	4	4	0	20

Кінець таблиці 4.3

№ поста	Річка – пост	F, км ²	L, км	H, м	I _{срзв} , ‰	f _л , ‰	f _б , ‰	f _{оз} , ‰	f _р , ‰
36	Ілля – с. Луб'янка	300	32	140	1,2	52	<1	<1	20
37	Тетерів – с. Троща	227	26	280	2,2	8	1	<1	60
38	Тетерів – м. Житомир	5270	116	250	1,1	16	2	<1	-
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	231	230	0,8	21	2	<1	-
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	91	260	1,2	9	2	<1	60
41	Гуйва – с. Городківка	312	36	250	2,2	6	<1	<1	70
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	24	220	1,4	5	<1	<1	60
43	Ірша – с. Українка	2600	116	200	0,9	20	2	<1	40

Рівняння для цієї залежності має вигляд

$$(T_0)_{\varphi=51^\circ} = 63,7 \lg(f_{\bar{\sigma}} + 1) + 236 ; r=0,28. \quad (4.76)$$

Коефіцієнт $r=0,28$ відноситься до значущих.

Якщо винести за дужки вільний член, то рівняння (4.76) набуде вигляду

$$(T_0)_{\varphi=51^\circ} = 236 [(1 + 0,27 \lg(f_{\bar{\sigma}} + 1))]. \quad (4.77)$$

Вираз у квадратних дужках є коефіцієнтом впливу боліт $k_{\bar{\sigma}}$ на збільшення тривалості припливу T_0 , тобто [72], [126]

$$k_{\bar{\sigma}} = 1 + 0,27 \lg(f_{\bar{\sigma}} + 1). \quad (4.78)$$

Очевидно, що при $f_{\bar{\sigma}} = 0$, $k_{\bar{\sigma}} = 1,0$, а при заболоченості $f_{\bar{\sigma}} = 100\%$ коефіцієнт впливу $k_{\bar{\sigma}} = 1,54$. З цього можна зробити висновок про досить суттєвий вплив заболоченості на зарегульованість характеристик максимального стоку

весняної повені в басейні Прип'яті на схилах.

Для того, щоб дослідити вплив на тривалість припливу T_0 залісеності водозборів, нами усі вихідні дані по T_0 були приведені не лише до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ п.ш., але й до заболоченості $f_{\bar{\phi}} = 0$ (табл. Г.5).

Потім по приведених $(T_0)_{\varphi=51^\circ, f_{\bar{\phi}}=0}$ була побудована відповідна залежність від залісеності водозборів (рис.4.14).

На відміну від заболоченості, залісеність поширена на досить великі площі – в окремих випадках вона досягає майже 70 %. Коефіцієнт кореляції залежності $(T_0)_{\varphi=51^\circ, f_{\bar{\phi}}=0} = f(f_l)$ відноситься до незначущих ($r \approx 0$) і тому можна дійти висновку про несуттєвий вплив цього типу ландшафту на зарегульованість стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.

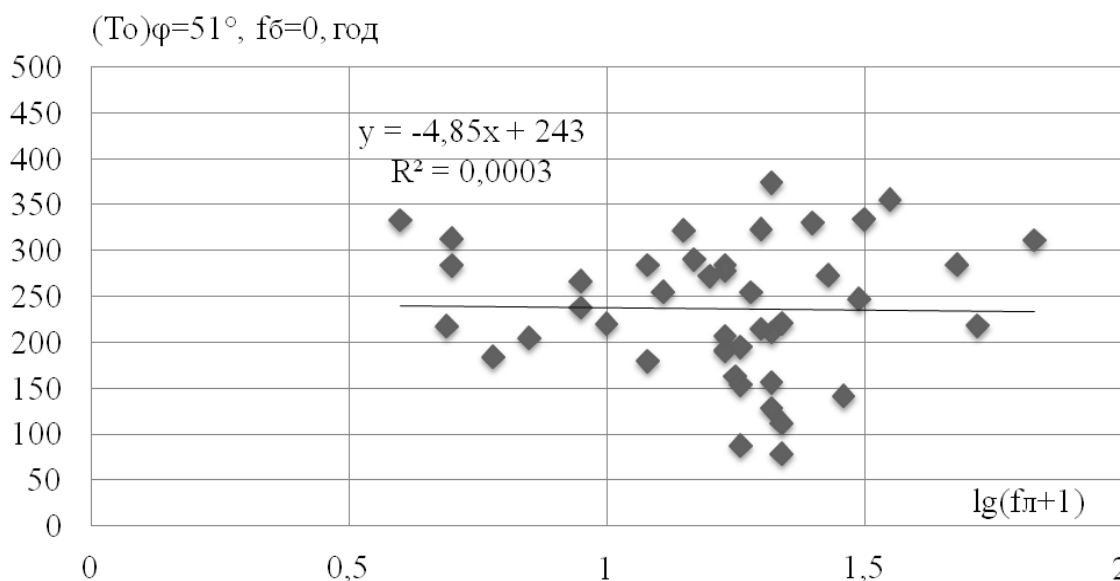


Рисунок 4.14 - Залежність тривалості схилового припливу, приведеної до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ пн.ш. і заболоченості $f_{\bar{\phi}} = 0$, від залісеності водозборів в басейні р. Прип'ять

Таким чином, приступаючи до просторового узагальнення тривалості припливу T_0 , вихідні дані (див.табл. Г.5) приводяться тільки до умов $f_{\bar{\phi}} = 0$.

Технічно це здійснювалося таким чином: за даними про заболоченість

водозборів, використовуючи формулу (4.69), розраховувалися коефіцієнти впливу на T_0 заболоченості $k_{\bar{\theta}}$. Потім усі вихідні дані по T_0 ділилися на $k_{\bar{\theta}}$ і тим самим здійснювалося приведення T_0 до умов $f_{\bar{\theta}} = 0$.

Дійсно [73], [89],

$$(T_0)_{f_{\bar{\theta}}=0} = \frac{T_0}{k_{\bar{\theta}}}. \quad (4.79)$$

Приведені до заболоченості $f_{\bar{\theta}} = 0$ величини $(T_0)_{f_{\bar{\theta}}=0}$ представлені в табл. Г.5. Надалі $(T_0)_{f_{\bar{\theta}}=0}$ наносяться на карту-схему (до геометричних центрів водозборів). Ізолінії проведені через 25-50 годин (рис.4.15).

Просторова закономірність зміни тривалості припливу полягає у зменшенні $(T_0)_{f_{\bar{\theta}}=0}$ від 350 год. на півночі території до 125-150 год. – на південно-му сході.

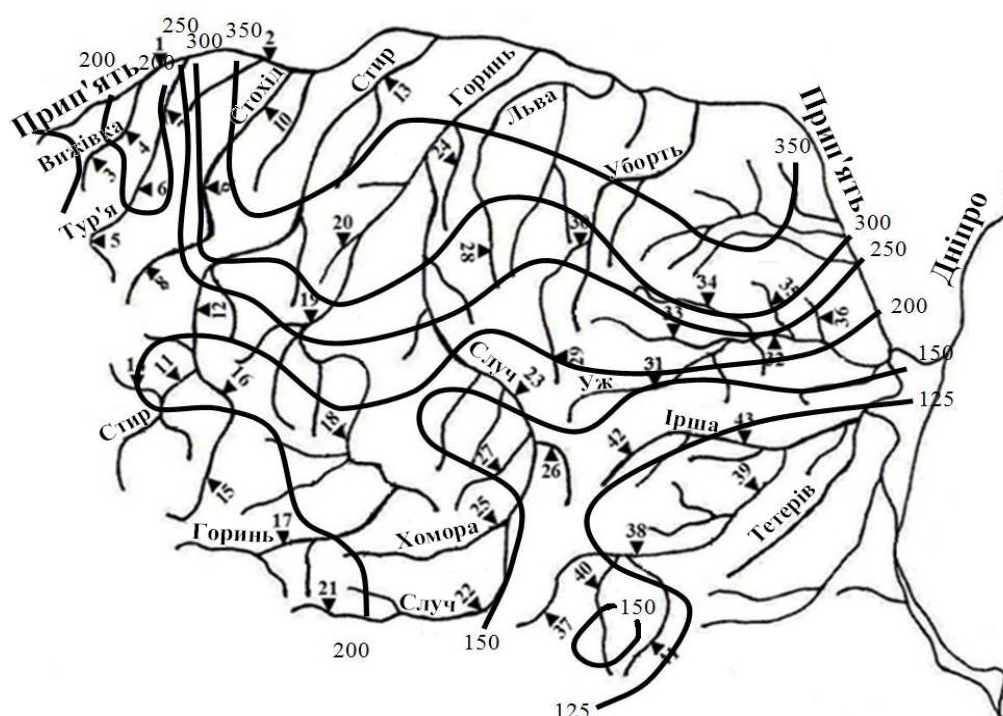


Рисунок 4.15 - Просторовий розподіл тривалості схилового припливу весняного водопілля $(T_0)_{f_{\bar{\theta}}=0}$ в басейні р. Прип'ять, год

За наявності цієї карти-схеми (див.рис.4.15) розрахункова тривалість схилового припливу в період весняного водопілля встановлюється за схемою

$$T_0 = (T_0)_{f_{\delta}=0} k_{\delta}, \quad (4.80)$$

де $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ – величини тривалості схилового припливу, що знімаються з карти-схеми (для геометричних центрів водозборів), год;

k_{δ} – коефіцієнт впливу на T_0 заболоченості, який розраховується за рівнянням (4.78).

Достовірність приведеної карти-схеми відносно вихідних даних за тривалістю схилового припливу в руслову мережу підтверджується рис. 4.16.

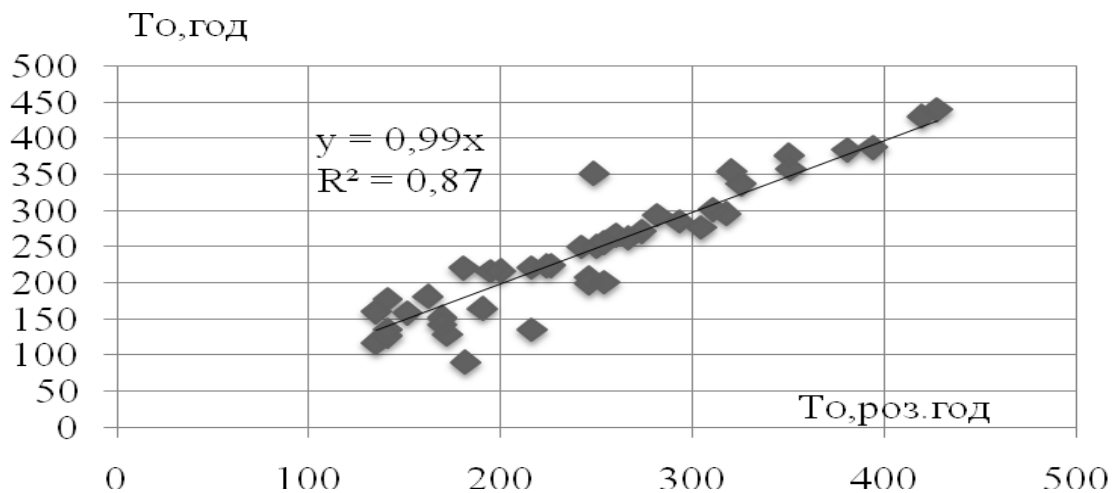


Рисунок 4.16 - Порівняння тривалостей припливу води зі схилів в руслову мережу, розрахованих за (4.46), з вихідними даними

Перевірочні розрахунки за базовою формулою виконувались за даними 43 об'єктів, на матеріалах яких обґрунтовувались параметри методики для визначення максимальних витрат води весняного водопілля річок правобережжя р. Прип'ять. Охоплюють вони водозбірні площі від 141 км² (р. Виживка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ –м. Сарни).

Визначення складових розрахункової формули (4.58)

$q_{P\%} = q'_{1\%} \cdot k_m \cdot k_n \cdot r \cdot \lambda_{P\%}$ виконується в такій послідовності.

Перш за все необхідно зазначити, що в басейні р. Прип'ять (по деяких об'єктах) суттєва озерність відсутня, а тому $r = 1,0$. Розрахункова забезпеченість прийнята на рівні $P = 1\%$, чому відповідає $\lambda_{P\%} = 1,0$.

Таким чином, (4.58) прийме вигляд

$$q_{1\%} = q'_{1\%} \cdot k_m \cdot k_n, \quad (4.81)$$

де $q_{1\%}$ – максимальний модуль стоку весняного водопілля ($\text{м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2$) забезпеченістю $P = 1\%$;

$q'_{1\%}$ – максимальний модуль схилового припливу $\text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ забезпеченістю $P = 1\%$.

Максимальні модулі схилового припливу $q'_{1\%}$ розраховуються за формулою (4.22)

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}, \quad (4.82)$$

де 0,28 – коефіцієнт розмірності;

$\frac{n+1}{n} = 6,25$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість схилового припливу (год) встановлюється для кожного об'єкту на основі карти-схеми $(T_0)_{f_{\bar{\sigma}}=0}$ (для їх геометричних центрів), наведеної на рис. 4.15, і даних по заболоченості водозборів ($f_{\bar{\sigma}}$, %) за виразом відповідно до (4.80)

$$T_0 = (T_0)_{f_{\bar{\sigma}}=0} \cdot k_{\bar{\sigma}}; \quad (4.83)$$

$k_{\bar{\sigma}}$ – коефіцієнт впливу заболоченості на тривалість схилового припливу.

Коефіцієнт $k_{\bar{\sigma}}$ визначається за формулою (4.78)

$$k_{\bar{\sigma}} = 1 + 0,27 \lg(f_{\bar{\sigma}} + 1); \quad (4.84)$$

$Y_{1\%}$ – шар стоку весняного водопілля (мм) забезпеченістю $P = 1\%$, який визначається для геометричних центрів водозборів за відповідною картосхемою (див.рис.3.12).

Коефіцієнти трансформації форми гідрографів руслового стоку k_m обчислюються в залежності від розмірів водозборів річок за рівнянням (4.65)

$$k_m = \exp[-0,185 \lg(F + 1)]. \quad (4.85)$$

Коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання максимальних модулів стоку обчислюється, залежно від розмірів водозборів річок, за рівнянням (4.73)

$$k_n = \exp[-0,437 \lg(F + 1)]. \quad (4.86)$$

Розраховані за такою схемою максимальні модулі стоку $q_{1\%}$ наведені у табл. Г.6. Середнє відносне відхилення розрахункових модулів стоку $(q_{1\%})_{роз}$ від вихідних даних $(q_{1\%})_{ф}$ становить $\pm 16,5\%$, що повною мірою відповідає точності вихідних даних по максимальному стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті забезпеченістю $P = 1\%$ ($\sigma_{Q_{1\%}} = 16,7\%$) і вимогам діючого в Україні нормативного документу СНіП 2.01.14-83 ($\Delta Q_{1\%} \leq 20,0\%$).

Наочне уявлення про відповідність розрахункових модулів максимального стоку $(q_{1\%})_{роз}$ вихідним даним, отриманих за результатами статистичної обробки часових рядів $(Q_{1\%})_{ф}$, надає їх графічне порівняння (рис. 4.17).

При коефіцієнті регресії, який дорівнює 0,96 і коефіцієнті кореляції $r=0,88$, можна вважати задовільною збіжність між $(q_{1\%})_{роз}$ і $(q_{1\%})_{ф}$, а таким чином і запропонувати розрахункову формулу (4.79) для практичного використання, замість застарілого СНіП 2.01.14-83.

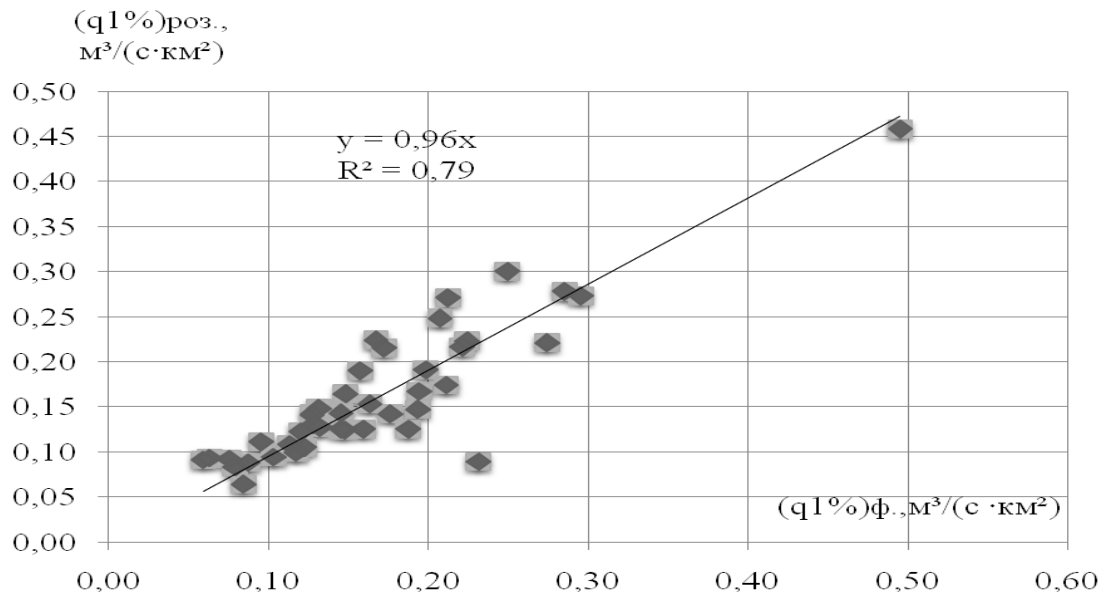


Рисунок 4.17 - Порівняння максимальних модулів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, визначених за формулою (4.79), з вихідними даними

Узагальнено-спрощений варіант розрахункової формули максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Базова структура (4.58) для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять і подальша її реалізація за даними 43 об'єктів з площами водозборів від 141 км² (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ – м. Сарни) спирається безпосередньо на геометричну модель гідрографів руслового стоку. Вона включає максимальний модуль схилового припливу q'_m , в редакції (4.66), і три трансформаційні параметри, два з яких (коефіцієнт форми гідрографів k_m та русло-заплавного зарегулювання k_n) обумовлені редукуючими діями на русловий стік гідрографічної мережі, а третій (коефіцієнт трансформації паводків і водопіль r) – обумовлений впливом на максимальні витрати води регулюючої ємності ставків, водосховищ і озер проточного типу.

Відмітимо, що коефіцієнти k_m і k_n , як видно з рівнянь (4.65) і (4.73), описуються однотипними функціями, аргументами в яких використовуються площі водозборів. Це дає можливість об'єднати їх в один параметр k_F , причому

$$k_F = k_m k_n = \exp[-0,623 \lg(F + 1)] \quad (4.87)$$

Залежність узагальненого коефіцієнта трансформації весняних водопіль в басейні р. Прип'ять k_F та його складових k_m і k_n від розмірів водозборів приведена на рис. 4.18. Усі вони при $F = 0$ виходять з одиниці, а надалі, зі збільшенням F , з різною мірою інтенсивності убують.

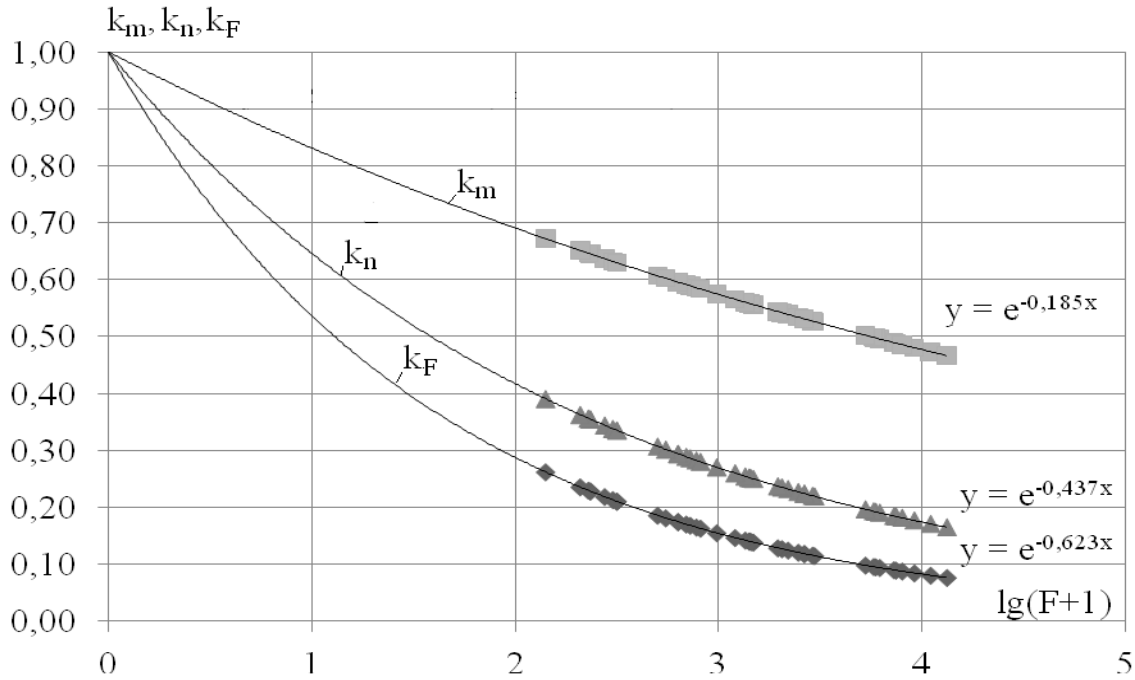


Рисунок 4.18 - Залежність редукційних коефіцієнтів максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять від розмірів водозборів

Приймаючи до уваги (4.87), розрахункову формулу (4.58) запишемо у вигляді

$$q_{1\%} = q'_{1\%} k_F \lambda_{p\%} r \quad (4.88)$$

У розгорнутому форматі та з врахуванням зарегульованості стоку водотоками проточного типу

$$q_{P\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{(T_0) f_{\bar{o}}} Y_{1\%} k_F \lambda_{p\%} r \quad (4.89)$$

Згідно [37], введемо позначення

$$\frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} = k_0, \quad (4.90)$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі;

k_0 – коефіцієнт схилової трансформації весняного стоку.

Якщо прийняти до уваги ту обставину, що T_0 багато в чому залежить від таких чинників, як залісеність і заболоченість, то (4.90) слід записати в дещо іншій редакції, а саме

$$k_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 k_{\bar{\sigma}}}, \quad (4.91)$$

де $k_{\bar{\sigma}} \geq 1,0$ – коефіцієнт впливу на T_0 заболоченості водозборів.

Таким чином, враховуючи (4.91), спрощена структура формули (4.39) набуде вигляду

$$q_{P\%} = k_0 Y_{1\%} k_F \lambda_{P\%} \quad (4.92)$$

Результати перевірочних розрахунків за спрощеною структурою (4.92) при забезпеченості $P = 1\%$ і при $\lambda_{1\%} = 1,0$ приведені в табл. Г.7. Середнє відхилення розрахункових модулів $q_{1\%}$ від вихідних становить $\pm 16,5\%$.

Вираз (4.92) в загальному вигляді співпадає із структурою формули

$$Q_P = \frac{k_0 Y_P}{(F + b)^{n_1}} F \mu \delta_1 \delta_2 \delta_3 \quad (4.93), \quad (4.93)$$

рекомендованої СНіП 2.0.1.14-83 для розрахунку максимального стоку весняного водопілля на території СРСР. Дійсно, за умови, що параметри $b = 1,0$, $\lambda_{P\%} = 1,0$, $r = 1,0$ і $\delta, \delta_1, \delta_2 = 1,0$,

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}} = k_0 Y_m k_F', \quad (4.94)$$

де $k_F' = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}}$ – редуційний коефіцієнт.

Але відповідність структур (4.92) і (4.93) є суто формальною, бо підходи до визначення їх параметрів мають принципові відмінності. Зокрема, в СНіП 2.01.14-83 розрахунковий шар стоку весняного водопілля Y_p визначається через статистичні параметри: середнє значення Y_0 , коефіцієнти варіації C_v і співвідношення між коефіцієнтами асиметрії C_s і варіації C_v . Причому, в залежності від географічного положення об'єктів до картованих середніх значень Y_0 передбачені поправки, у тому числі в зоні мішаних лісів (до якої відноситься й басейн р. Прип'ять) на залісеність водозборів δ_1

$$\delta_1 = \frac{a}{(f_L + 1)^{n'}}, \quad (4.95)$$

де n' – показник степені редуції, який залежить від природної зони, розташування лісів на водозборах та ґрунтах під лісами;

a – параметр, який подібно n' , залежить від розташування лісів на водозборах.

Наші дослідження засвідчують, що в басейні р. Прип'ять не виявлено значущих залежностей між розрахунковими шарами стоку $Y_{1\%}$ і місцевими особливостями підстильної поверхні водозборів (залісеністю і заболоченістю). Таким чином, на регіональному рівні слід було б прийняти $\delta_1 = 1,0$, а це, з іншого боку, означає, що карта СНіП 2.01.14-83 не може бути використаною при розрахунках максимального стоку водопілля, оскільки при її побудованні передбачався наявний вплив декількох місцевих чинників поверхневого стоку.

При обґрунтуванні структури розрахункової формули максимального стоку, заснованої на геометричній моделі гідрографів паводків і водопіль, нами

показано, що шар стоку Y_m і тривалість схилового припливу T_0 , є складовими максимального модуля схилового припливу q'_m , тобто

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 \cdot k_{\text{л}} \cdot k_{\text{б}}} \cdot Y_m \cdot k'_{\text{л}} \cdot k'_{\text{б}}, \quad (4.96)$$

де $k_{\text{л}}, k_{\text{б}}$ – коефіцієнти впливу на тривалість припливу T_0 залісеності ($f_{\text{л}}$) і заболоченості ($f_{\text{б}}$) водозборів;

$k'_{\text{л}}, k'_{\text{б}}$ – коефіцієнти впливу на шари стоку $Y_{1\%}$ за водопілля залісеності та заболоченості.

На матеріалах щодо характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять виявлено вплив на T_0 лише заболоченості, причому

$$k_{\text{б}} = 1 + 0.27 \lg(f_{\text{б}} + 1). \quad (4.97)$$

Раніше йшлося про те, що в басейні р. Прип'ять залісеність водозборів на шар стоку не впливає і, таким чином, $k'_{\text{л}} = k'_{\text{б}} = 1,0$, а (4.93) має вигляд

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 k_{\text{б}}} Y_m. \quad (4.98)$$

Порівнюючи між собою структури, запропонованої СНіП 2.01.14-83 і (4.57), запропонованої нами, очевидно що

$$\delta_2 = \frac{1}{k_{\text{б}}}, \quad (4.99)$$

де δ_2 – коефіцієнт впливу заболоченості на q_m

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1 f_{\text{б}} + 1), \quad (4.100)$$

β – коефіцієнт для врахування типу боліт і переважного механічного складу ґрунту під ними (для низинних боліт, заболочених лісів і луків $\beta = 0,8$);

f_{δ} – заболоченість водозборів, %.

Розраховані за допомогою (4.97) і (4.100) коефіцієнти k_{δ} і δ_2 добре узгоджуються між собою (при коефіцієнті кореляції $r = 0,95$).

Підсумовуючи виконаний аналіз формул (4.42) і (4.43), можна дійти висновку, що на відміну від нормативного документу СНіП 2.01.14-83, у якому коефіцієнт «дружності» водопілля k_0 приймається на основі не чітко визначеного методу гідрологічної аналогії, у пропонованій методиці k_0 встановлюється на підставі використання карти-схеми тривалості схилового припливу і врахування регулюючого впливу на неї заболоченості водозборів. Доведено також, що інтегральний параметр δ_2 фактично є відповідним показником лише ступеня зарегулювання водопіль на схилах річкових водозборів.

4.1.5 Розрахункові характеристики максимального стоку дощових паводків на території Причорномор'я

Аналіз основних методів розрахунку максимальних зливових витрат показує, що на Україні найбільш поширені формули Г.О. Алексєєва, А.М. Бефані, А.В. Огієвського, П.Ф.Вишневського.

Формула, запропонована П.Ф.Вишневським [55] виводиться зі схеми руслових ізохрон

$$Q_t = h_1 f_{t_p} + h_2 f_{t_p-1} + \dots + h_{t_p-1} f_2 + h_{t_p} f_1, \quad (4.101)$$

де Q_t – витрата води;

$h_1, h_2, \dots, h_m$ – інтенсивності стокоутворення;

$f_1, f_2, \dots, f_m$ – міжізохронні площі.

Прийнявши розрахунковий інтервал таким, що дорівнює 10 хв., він вводить параметр у вигляді максимальної інтенсивності h_m за 10 хв. Далі h_i і f_i виражаються ним у відносних величинах: (h_i/h_m) і (f_i/F) . Тоді (4.101) може бути зведене до простого рівняння

$$q_m = h_m \varphi_1, \quad (4.102)$$

де φ_1 – редуційний коефіцієнт

$$\varphi_1 = \frac{h_1}{h_m} \frac{f_{t_p}}{F} + \frac{h_2}{h_m} \frac{f_{t_p-1}}{F} + \dots + \frac{h_{t_p-1}}{h_m} \frac{f_2}{F} + \frac{h_{t_p}}{h_m} \frac{f_1}{F}. \quad (4.103)$$

У розрахунковому варіанті φ_1 для річок розглядуваної території дорівнює [17], [21]:

а) при $t_p/T_0 < 1,0$

$$\varphi_1 = \frac{1,44}{1 + 2,35 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (4.104)$$

б) при $t_p/T_0 \geq 1,0$

$$\varphi_1 = \frac{1,35}{1 + 2,14 \frac{t_p}{T_0}}. \quad (4.105)$$

Оскільки базова модель не повністю враховує всі ефекти трансформації, П.Ф. Вишневський [55] в (4.102) вводить декілька редуційних коефіцієнтів, після чого вона набуває вигляду

$$q_m = 1,67 h_m \varphi_1 n' r r_1 k', \quad (4.106)$$

де n' – коефіцієнт, що враховує вплив лісів і боліт:

$$n' = \frac{t_p + T_0}{t_p + m_c T_0}; \quad (4.107)$$

r – коефіцієнт зарегульованості максимального стоку озерами й водосховищами;

r_1 – коефіцієнт зарегульованості максимального стоку широкими заплавами:

$$\eta_1 = \frac{0,86}{\gamma^{0,2}}, \quad (4.108)$$

γ – відносна площа заплав (в частках від F);

k' – ураховує нерівномірність і повноту охоплення басейну зливою:

$$k' = \frac{4,8}{F^{0,28}}. \quad (4.109)$$

Для річок із площами водозборів до 550 км^2 $k_1=1,0$; для всіх річок досліджуваного району із площами водозборів більшими, ніж 550 км^2 у процесі розрахунків витрат дощових паводків, необхідно вводити коефіцієнт η_1 , що обчислюється за формулою (4.108).

Тривалість водовіддачі максимального зливогого стоку для досліджуваної території приймається такою, що дорівнює 2 годинам. Тривалість добігання паводка (у годинах) визначається за формулою

$$t_p = 24 \frac{L}{v}, \quad (4.110)$$

де L – довжина водотоку по найбільш довгому припливу води з урахуванням вододільного схилу, км;

v – швидкість добігання піка паводка по довжині річки (в км/добу), що обчислюється за формулою

$$v = 13 Q_m^{1/3} I^{1/4}, \quad (4.111)$$

I – середньозважений ухил водотоку, в ‰ ;

Q_m – максимальна витрата води, в м³/с.

Коефіцієнт впливу залісеності і заболоченості на максимальний стік m_c розраховується за виразом

$$m_c = 1 + \alpha \frac{f_l}{F} + \frac{f_b}{F}, \quad (4.112)$$

де f_l – площа водозбору, зайнята лісами;

f_b – площа водозбору, зайнята болотами;

α – коефіцієнт, що враховує склад лісових насаджень: для листяних порід $\alpha = 0,7$, для хвойних $\alpha = 1,0$.

Коефіцієнт r , що враховує регулювальний вплив ставків і водосховищ, обчислюється за наближеною формулою того ж типу, що й відома формула Д.І.Кочерина [127],

$$r = 1 - \frac{10 \Omega H_c}{F Y_m}, \quad (4.113)$$

де Ω – сумарна площа водного дзеркала ставків на даному розрахунковому водозборі, га;

H_c – висота регулювального шару води в ставках, м;

Y_m – максимальний шар зливого стоку на площі водозбору, мм.

Якщо на водозборі вище від розрахункового створу є декілька ставків і водосховищ, то коефіцієнт зарегулювання зливого стоку обчислюється за формулою:

$$r = 1 - \frac{V_1 f_1 + V_2 f_2 + \dots + V_m f_m}{W_1 f_1 + W_2 f_2 + \dots + W_m f_m} \left[1 - \left(1 - \frac{F_c}{F} \right)^n \right], \quad (4.114)$$

де $V_1, V_2, \dots, V_m$ – регулювальні об’єми окремих ставків або водосховищ;

$f_1, f_2, \dots, f_m$ – водозбірні площі окремих ставків або водосховищ, обмежені створами розташованих вище гребель;

$W_1, W_2, \dots, W_m$ – об’єми стоку;

$F_c = f_1 + f_2 + \dots + f_m$ – сумарна площа, стік із якої регулюється всіма розташованими вище ставками й водосховищами;

F – площа всього водозбору до розрахункового створу;

n – показник степені (для зливових паводків прийнятий 0,50).

Якщо на водозборі наявне тільки одне водоймище, то розрахункова формула (4.113) набуває такого вигляду

$$r = 1 - \frac{V_1}{W_2} \left[1 - \left(1 - \frac{f_1}{F} \right)^n \right]. \quad (4.115)$$

Нормативні рекомендації є узагальненням багаторічного досвіду в галузі теорії і практики гідрологічних розрахунків, накопичених науково-дослідними та проектними установами. В них вкладені методи і практичні прийоми, якими слід керуватися під час будівничого проектування за наявності матеріалів спостережень, при недостатній тривалості часових рядів, а також за їх відсутності в пунктах проектування.

У процесі підготовки «Указаний по определению расчетных гидрологических характеристик» (СН 435-72) використані розробки Г.А. Алексеєва, А.М.Бефані, С.М.Крицького і М.Ф.Менкеля, Д.Л.Соколовського, М.М.Чегодаєва та ін. і великого колективу ДГІ (Санкт-Петербург) під керівництвом д.т.н. О.І. Чеботарьова.

Подальший розвиток СН 435-72 відбувся в новій його редакції – «Определение расчетных гидрологических характеристик», СНиП 2.01.14-83 (ДГІ, Ленінград).

В обох редакційних варіантах надаються рекомендації щодо розрахунку величин річкового стоку, його внутрішньорічного розподілу, максимальних витрат води й об'ємів стоку весняного водопілля і дощових паводків, гідрографів стоку, мінімальних витрат води та найвищих рівнів води річок і озер. Нижче ми зосередимо увагу на методичних питаннях, пов'язаних із розрахунками максимального стоку дощових паводків річок.

Перш за все, залежно від наявності гідрометричної інформації про режим річок, розглядаються такі розрахункові схеми:

- а) за наявності даних спостережень безпосередньо на цих річках;
- б) за недостатньої кількості гідрометричних спостережень шляхом приведення даних до багаторічного періоду за допомогою річок-аналогів з більш тривалими рядами спостережень;
- в) за відсутності даних гідрометричних спостережень – за допомогою формул із використанням даних річок-аналогів або інтерполяцією.

За умови належного обґрунтування дозволяється використання й інших методів розрахунку з оцінкою їх надійності і точності. При цьому оцінку точності необхідно здійснювати на незалежному матеріалі гідрометричних спостережень.

Залежно від розміру водозборів для розрахунку максимальних витрат води дощових паводків і СН 435-72, і СНиП 2.01.14-83 рекомендують різні структури. Так, при $F > 200 \text{ км}^2$ необхідно користуватися формулою редуційного типу [91]

$$Q_p = q_p F = \frac{q_{200}}{(F/200)^{n_1}} \lambda_p \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (4.116)$$

де q_{200} – модуль максимальної миттєвої витрати води щорічної ймовірності перевищення $P=1\%$ при $\delta_1=\delta_2=\delta_3=1$, приведений до умовної площі водозбору, що дорівнює 200 км^2 ;

λ_p – перехідний коефіцієнт від максимальних миттєвих витрат води щорічної ймовірності перевищення $P=1\%$ до максимальних витрат води інших ймовірностей перевищення $P\%$;

δ_1 – коефіцієнт для врахування впливу водойм проточного типу;

δ_2 – коефіцієнт, що враховує зниження максимальних витрат води під впливом заболоченості водозборів;

δ_3 – коефіцієнт для врахування зниження максимальних витрат води під впливом агротехнічних заходів.

За наявності річок-аналогів розрахунки Q_p проводяться за формулою:

$$Q_p = (q_{pa} \delta_2 \delta_3 / \delta_{2a} \delta_{3a}) (F_a / F)^{n_3}, \quad (4.117)$$

де δ_2, δ_3 і δ_{2a}, δ_{3a} – коефіцієнти, відповідно, для досліджуваної річки й річки-аналога. Сфера застосування формули (4.117) обмежена умовою

$$k_\phi \leq 1,5 k_{\phi,a}. \quad (4.118)$$

Коефіцієнти форми водозборів досліджуваної річки k_ϕ і аналога $k_{\phi,a}$ обчислюються за формулою

$$k_\phi = L / F^{0,56}, \quad (4.119)$$

де L – довжина досліджуваної річки й аналога від найбільш віддалених точок на водозборі з площею F .

Максимальні миттєві витрати води річок дощових паводків $Q_{P\%} (\text{м}^3/\text{с})$ для водозборів із площами, меншими ніж 200 км^2 , слід визначати за формулою

$$Q_{P\%} = A_{1\%} \eta H_{1\%} \delta \lambda_{P\%} F, \quad (4.120)$$

де $A_{1\%} = 16,67 \bar{\psi}(\tau)$ – максимальний модуль стоку щорічної ймовірності перевищення $P = 1\%$, виражений у частках добутку $\eta H_{1\%}$ при $\delta = 1$; визначається за таблицею [91] залежно від гідроморфологічної характеристики русла досліджуваної річки Φ , тривалості схилового добігання t_{cx} і району;

$H_{1\%}$ – максимальний добовий шар опадів імовірністю перевищення P , що дорівнює 1 %; визначається за даними найближчих до басейну досліджуваного водотоку метеорологічних станцій, що мають найбільшу тривалість спостережень або за картою;

η – збірний коефіцієнт стоку, що визначається за формулою

$$\eta = \frac{C_2 \eta_0}{(F + 1)^{n_3}} \left(\frac{I_{\theta}}{50} \right)^{n_2}; \quad (4.121)$$

C_2 – емпіричний коефіцієнт, який приймається для території України на рівні 1,3;

η_0 – збірний коефіцієнт стоку для водозборів із площею $F = 10 \text{ км}^2$;

I_{θ} – середній ухил водозборів, що дорівнює 50 ‰;

n_2 і n_3 – степеневі показники.

Гідроморфометрична характеристика русла досліджуваної річки Φ визначається за формулою

$$\Phi = 1000 \frac{L}{\left[m_p I_p^m F^{1/4} (\eta H_{1\%})^{1/4} \right]}, \quad (4.122)$$

де m_p – гідравлічний параметр русла, що приймається за таблицею [91];

m – степеневий показник, що визначається за таблицею [91];

I_p – середньозважений ухил русла річки, ‰;

L – довжина річки, км;

F – площа водозбору, км².

Збірний коефіцієнт стоку η для рівнинних річок за наявності річки-аналога визначається за формулою:

$$\eta = \frac{q_{1\%}}{16,67\overline{\psi}(\tau_{\delta})\delta H_{1\%}} \left(\frac{I_{\epsilon}}{I_{\epsilon.,a.}} \right)^{n_2} \left(\frac{F_a + 1}{F + 1} \right)^{n_3}, \quad (4.123)$$

де $q_{1\%}$ – модуль максимальної миттєвої витрати води річки-аналога щорічної ймовірності перевищення $P=1\%$, м³/(с·км²);

$16,67\overline{\psi}(\tau_{\delta})$ – ординати кривих редукції опадів, що визначаються за таблицею;

$I_{\epsilon}, I_{\epsilon.,a.}$ – відповідно для досліджуваної річки й річки-аналога середній ухил водозбору, ‰;

n_2 – приймається за таблицею;

n_3 – приймається для лісової зони на рівні 0,07, для решти природних зон – 0,11;

τ_{δ} – тривалість басейнового добігання (хв), що визначається за формулою:

$$\tau_{\delta} = 1,2t_p^{1,1} + t_{cx}, \quad (4.124)$$

де t_p – тривалість руслового добігання (хв), що визначається за формулою:

$$t_p = 1000 L / \left[m_p I_p^m F^{1/4} q_{1\%}^{1/4} \right]; \quad (4.125)$$

t_{cx} – тривалість схилового добігання (хв).

Уточнення розрахункових характеристик добових опадів і дощових паводків за методами повторюваності екстремумів

Як показали розрахунки, часові ряди спостережених максимальних витрат води, шарів стоку та добових опадів, на основі яких були визначені величини C_v і C_s для більшості створів, характеризуються, насамперед, великою мінливістю й мають значну додатну асиметрію. При цьому для деяких річок окремі найбільші дощові витрати води й шари стоку паводків, зареєстровані за період спостережень, різко відрізняються за своїми величинами. Тому для уточнення одержаних статистичних характеристик стоку дощових паводків і добових опадів було застосовано метод повторюваності екстремумів або забезпеченості забезпеченостей – дослідження повторюваності екстремумів, що призводить до побудови кривої забезпеченості забезпеченостей максимальних (мінімальних) членів рядів [128]. Теоретичний розподіл забезпеченостей крайніх членів вибірки можна записати таким чином:

а) для максимальних членів

$$P_{p(x)} = [1 - P(x)]^n; \quad (4.126)$$

б) для мінімальних членів

$$P_{p(x)} = 1 - P(x)^n, \quad (4.127)$$

де $P(x)$ – забезпеченість;

n – кількість вибірок, із яких вибираються екстремуми;

$$P_{p(x)} = \frac{m}{N+1}, \quad (4.128)$$

m – порядковий номер спадного ряду;

N – кількість об'єктів.

На практиці зручніше будувати криві забезпеченості, розташовуючи їх у ряд зростання. Для цього випадку формули (4.128) і (4.129) можна записати у вигляді [128]:

$$P(x) = 1 - [1 - P_{p(x)}]^{1/n}; \quad (4.129)$$

$$P(x) = P_{p(x)}^{1/n}. \quad (4.130)$$

Відхилення емпіричної кривої $P(x)$ від теоретичної є ознакою того, що прийнятий закон розподілу в області екстремальних значень відхиляється від дійсного закону розподілу [128].

З рядів вихідних даних по кожному посту були визначені максимальні за період спостережень добові опади (табл.Д.1). Далі для значень H_m , розташованих у спадному порядку, за формулами (4.128) і (4.129) були розраховані забезпеченості максимальних членів вибірок і побудована відповідна крива забезпеченості, яка наводиться на рис. 4.19, на основі якої було отримано $H_{1\%} = 96$ мм.

Можливий ще один варіант для уточнення розрахункових шарів максимальних добових опадів. За рекомендацією [128], [129], просторовому узагальненню можуть підлягати не лише екстремуми часових рядів, а й їх квантильні значення. З цією метою можна здійснити просторове узагальнення $H_{1\%}$, яке попередньо було встановлене за індивідуальними часовими рядами (табл. Д.2).

Відповідна крива забезпеченості забезпеченостей наводиться на рис.4.20.

За допомогою кривої, наведеної на рис.4.20, встановлено остаточне розрахункове значення $H_{1\%}$ для досліджуваної території, що дорівнює 100 мм [43,57].

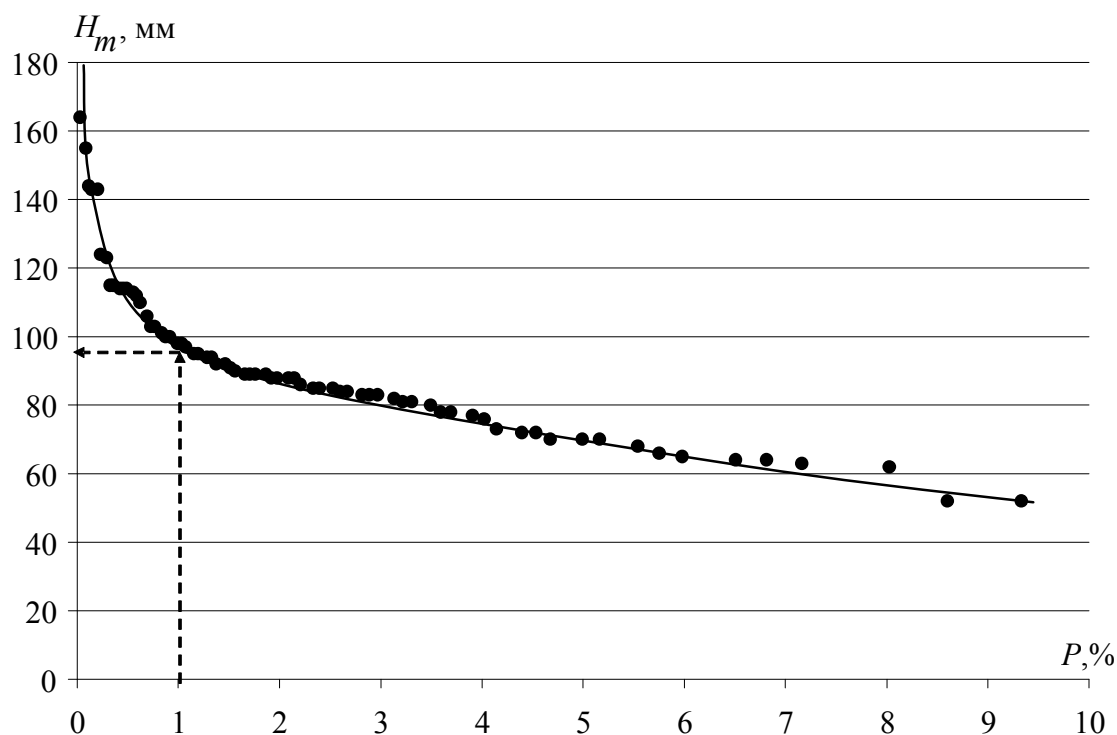


Рисунок 4.19 - Крива забезпеченості просторового розподілу максимальних добових опадів на території Причорномор'я

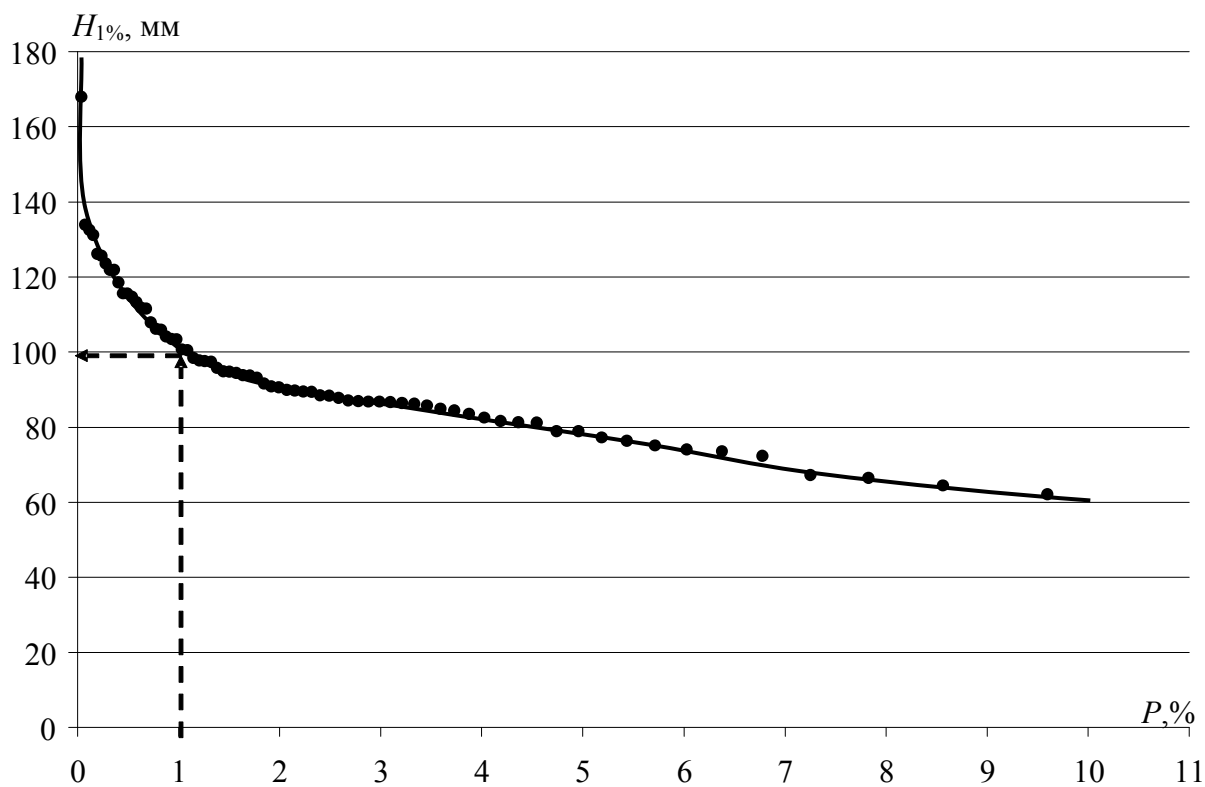


Рисунок 4.20 - Крива забезпеченості просторового розподілу 1%-х квантилів максимальних добових опадів на території Причорномор'я

Дещо по іншому здійснювалось уточнення розрахункових шарів паводкового стоку $Y_{1\%}$. Спочатку за районами були побудовані залежності $Y_{1\%}$ від площ річкових водозборів F (рис.4.21).

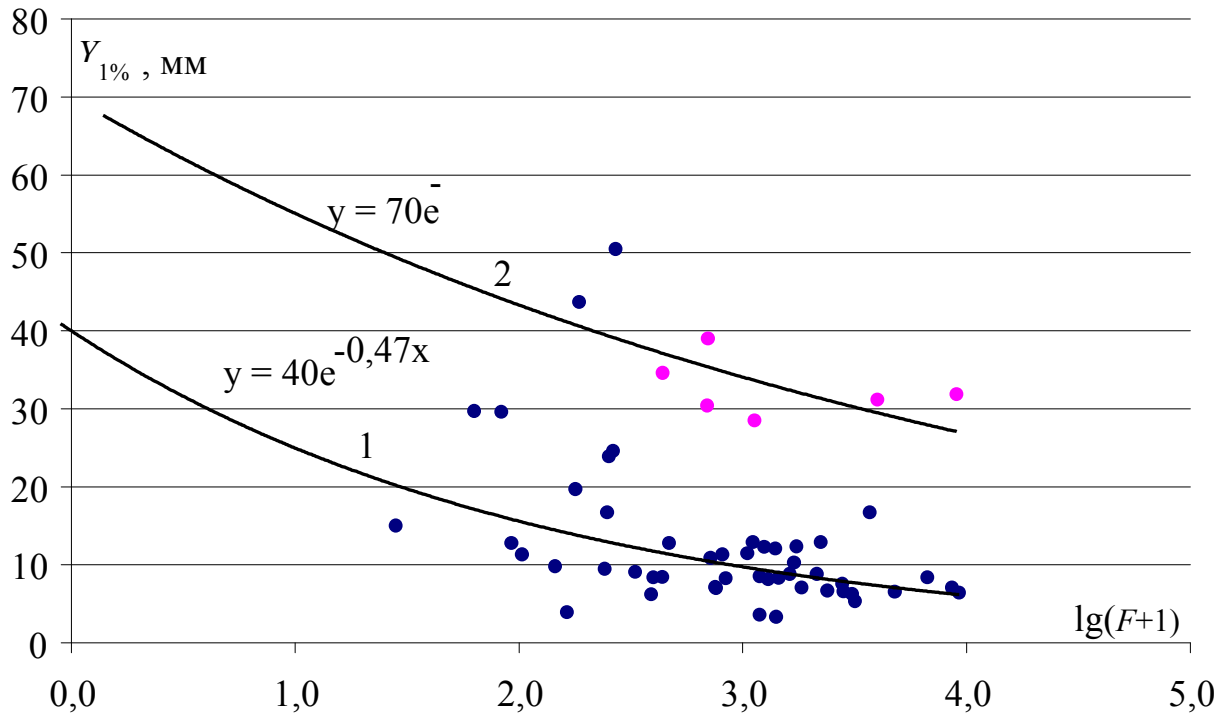


Рисунок 4.21 - Залежність шарів паводкового стоку від площі річкових водозборів, мм (біля кривих номери районів)

Залежності $Y_{1\%}$ від площ річкових водозборів F , хоча й не долають нестачі даних по невеликих річках, все ж дозволяють одержати відповідні регіональні залежності:

- для першого району

$$Y_{1\%} = 40e^{-0,47 \lg(F+1)} ; \quad (4.131)$$

- для другого району

$$Y_{1\%} = 70e^{-0,24 \lg(F+1)} . \quad (4.132)$$

Незважаючи на деяку умовність екстраполяції залежностей $Y_{1\%} = f[\lg(F + 1)]$ в область $F < 30 \text{ км}^2$, можна вважати, що верхні граничні значення не суперечать даним інших дослідників. Незважаючи на деяку умовність екстраполяції залежностей $Y_{1\%} = f[\lg(F + 1)]$ в область $F < 30 \text{ км}^2$, можна вважати, що верхні граничні значення не суперечать даним інших дослідників.

Зокрема, за А.М.Бефані [57], [127], [129], у першому районі шар водоутворення $S_{1\%}$ (еквівалент $Y_{1\%}$ при $F=0$) знаходиться у межах 30-50 мм, а в другому – 50-60 мм. Для балки Молочна ($F=0,36 \text{ км}^2$) там же наводиться $S_{1\%}=79 \text{ мм}$, для нагірної канави у с.Пологи – Волноваха ($F=0,39 \text{ км}^2$) – $S_{1\%}=58 \text{ мм}$, для р. Громоклія – с.Женево ($F=484 \text{ км}^2$) – $S_{1\%}=45 \text{ мм}$.

На основі рівнянь (4.131) і (4.132) розраховані для усіх водозборів значення $Y_{1\%}$ (табл.Д.3).

Ретельного розрахунку й уточнення потребують також максимальні модулі стоку заданої забезпеченості $q_{1\%}$. З метою уточнення величин $q_{1\%}$ спочатку по кожному посту були визначені максимальні за період спостережень значення витрат води Q_m і модулів стоку q_m (дод. Д.4).

Після цього здійснено узагальнення q_m у вигляді їх залежності від площ водозборів (рис.4.22). З урахуванням отриманої редуційної залежності формулу для розрахунку максимальних модулів стоку можна записати у вигляді

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (4.133)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу за період спостережень;

F – площа водозборів;

n_1 – показник степені редуції q_m за площею.

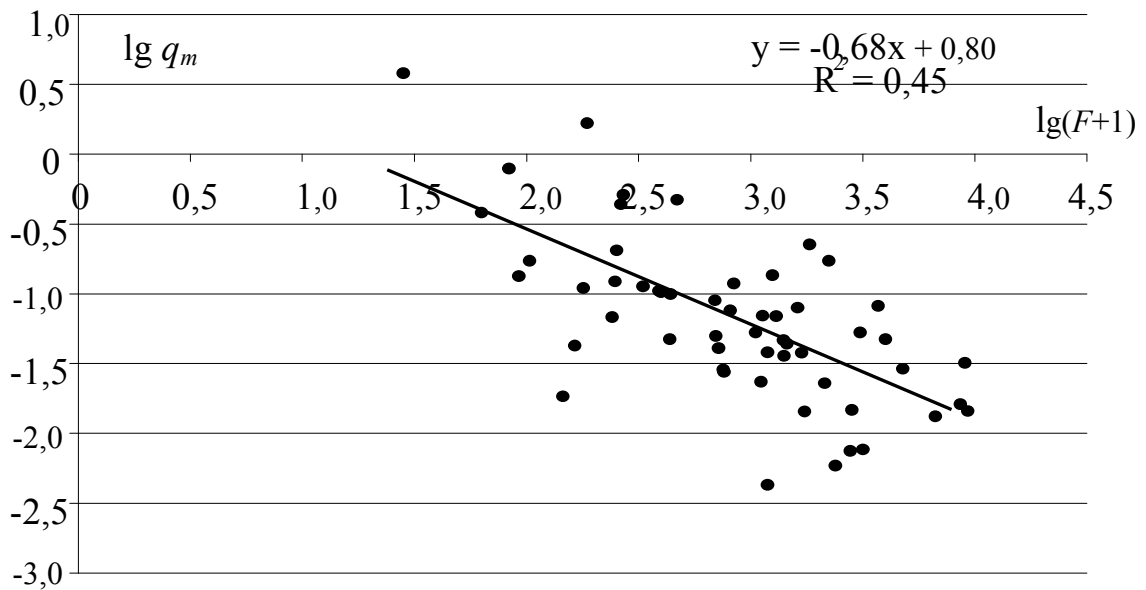


Рисунок 4.22 - Залежність максимальних модулів стоку паводків від площі водозборів річок Причорномор'я

Далі, для значень $q'_m = q_m(F+1)^{0.68}$, розташованих в убутному порядку, за формулою (4.129) розрахована забезпеченість максимальних членів вибірки і побудована крива забезпеченості (рис.4.23). За цією кривою забезпеченості $q'_{1\%} = 10 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Як і у випадку з добовими максимумами опадів і шарів паводкового стоку, на основі кривої трипараметричного гама-розподілу були визначені $q_{1\%}$ по кожному пункту, які в подальшому узагальнені у вигляді залежності від площ річкових водозборів (рис.4.24). Описується вона рівнянням

$$q_{1\%} = \frac{q'_{1\%}}{(F+1)^{0.73}}. \quad (4.133)$$

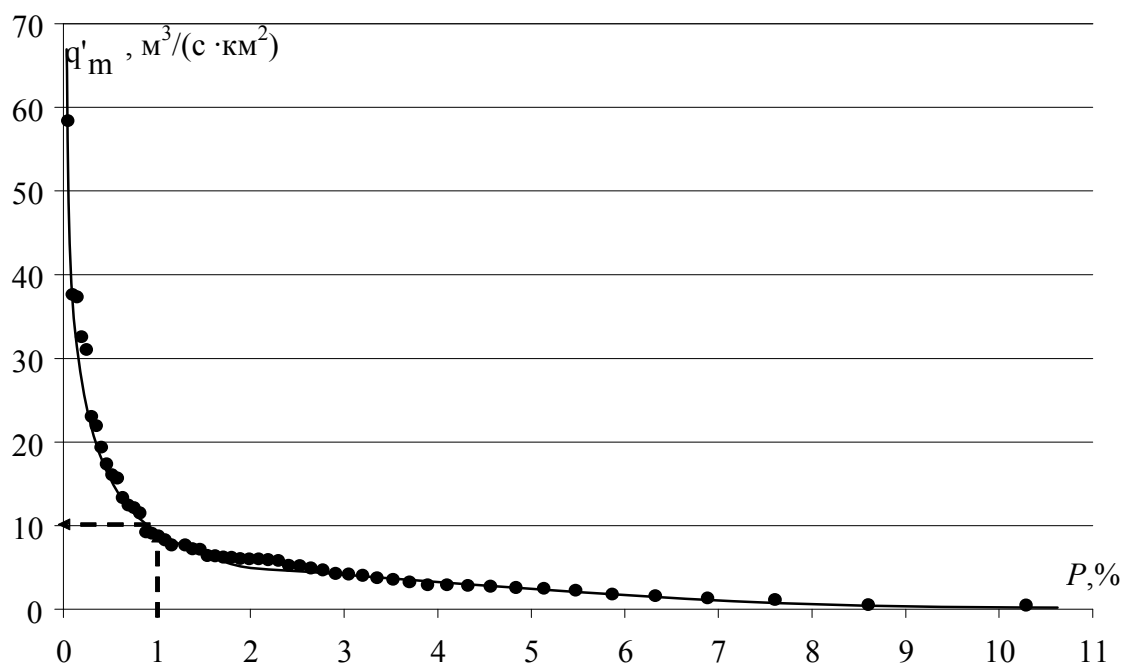


Рисунок 4.23 - Крива забезпеченості просторового розподілу максимальних модулів схилового припливу на території Причорномор'я

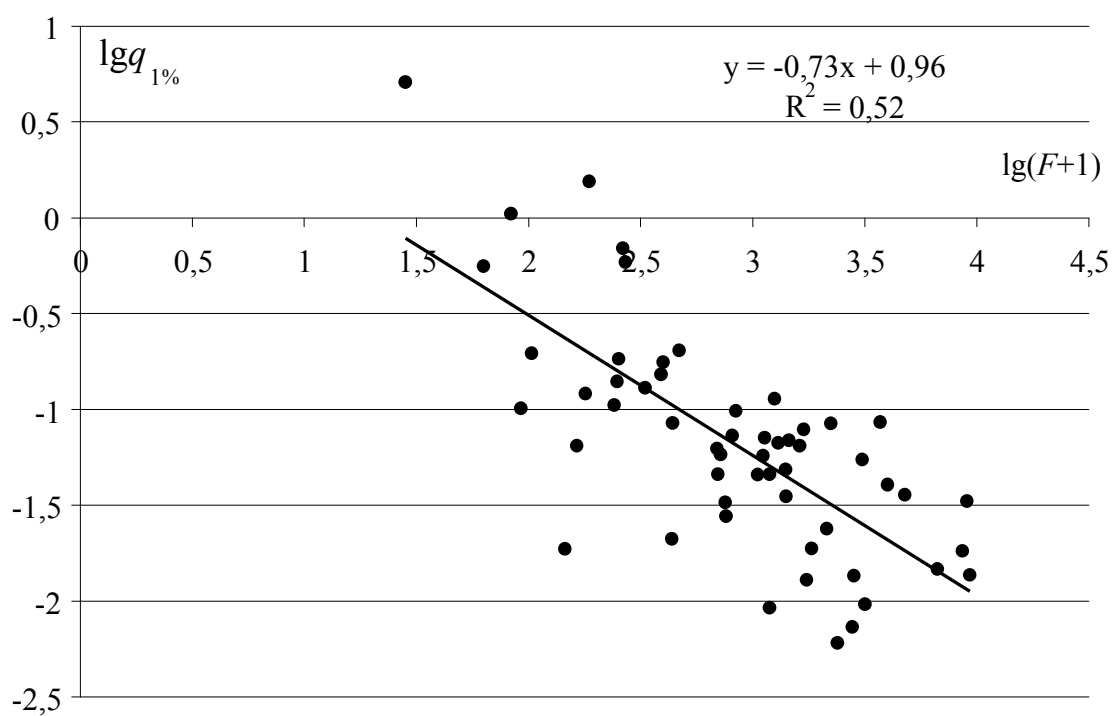


Рисунок 4.24 - Залежність максимальних модулів стоку паводків 1 % забезпеченості від площ водозборів річок Причорномор'я

З урахуванням цієї редуційної залежності, отримані значення $q'_{1\%}$ узагальнені по території за допомогою методу забезпеченості забезпеченостей (табл.Д.4). Відповідна крива забезпеченості $q'_{1\%} = f(P)$ наведена на рис.4.25.

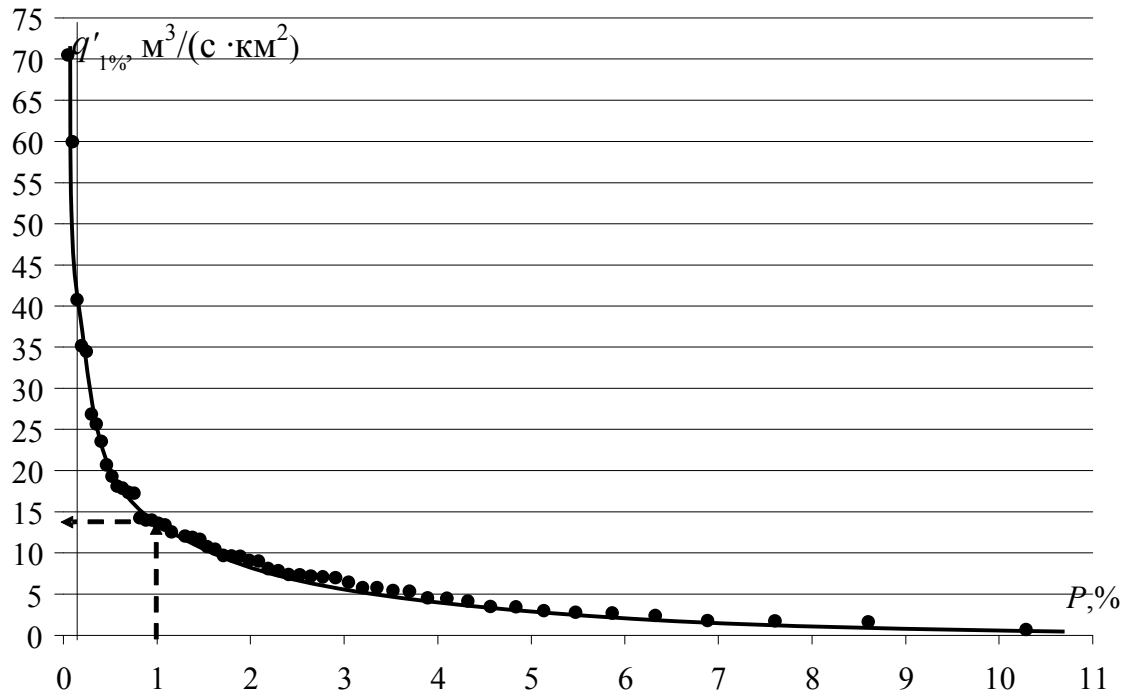


Рисунок 4.25 - Крива забезпеченості просторового розподілу 1%-х квантилів максимальних модулів схилового припливу для території Причорномор'я

За її допомогою розрахункові значення для всієї території Причорномор'я $q'_{1\%} = 14 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. За формулою вигляду (4.133), з урахуванням $q'_{1\%} = 14 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ та $n_1 = 0,73$, уточнені розрахункові значення $q_{1\%}$ наведені в табл.Д.4.

Невеликі водозбори ($F < 30 \text{ км}^2$) майже не висвітлені матеріалами спостережень за гідрологічним режимом річок досліджуваної території. Проте, є можливість запропонувати методику, за допомогою якої можна ліквідувати цей недолік. Дійсно

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_{1\%} n_0. \quad (4.134)$$

Як відомо

$$\eta_0 = \frac{(Y_m)_{F=0}}{H_m}, \quad (4.135)$$

де Y_m – шар стокоутворення після закінчення спаду схилового стікання;

H_m – шар дощових опадів.

За своєю структурою η_0 , зазвичай, є точковою характеристикою у рівнянні (4.134). Тому шар паводкового стоку Y_m , який відповідає періоду формування схилового стоку, також можна віднести до умовної площі водозбору $F = 0$. На залежностях (4.131) і (4.132) при $F = 0$ шар стоку $Y_{1\%}$ при $F = 0$ у першому районі дорівнює 40 мм, а у другому – 70 мм. Якщо взяти до уваги, що розрахунковий шар добових опадів $H_{1\%}$ дорівнює 100 мм, то η_0 у першому районі буде становити 0,40, а у другому – 0,70. Таким чином, з врахуванням $\frac{n+1}{n} = 3,5$, $T_0 = 2,5$ год. за (4.134) отримані такі розрахункові значення $q'_{1\%}$: для першого району $q'_{1\%} = 15,7 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, для другого – $q'_{1\%} = 27,4 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Регіональні рівняння для уточнення розрахункових модулів стоку $q_{1\%}$ при отриманих величинах $q'_{1\%}$ мають такий вигляд:

- для першого району

$$q_{1\%} = \frac{15,7}{(F + 1)^{0,73}}; \quad (4.136)$$

- для другого району

$$q_{1\%} = \frac{27,4}{(F + 1)^{0,73}}. \quad (4.137)$$

Розрахункові максимальні модулі паводкового стоку забезпеченістю $P=1\%$ уточнювалися при цих значеннях $q_{1\%}$ та наявності редуційних залежностей: у першому районі за формулою (4.136), у другому - (4.137).

Визначені за (4.136) і (4.137) максимальні модулі паводків $q_{1\%}$ наведені в табл.4.4. Змінюються уточнені величини $q_{1\%}$ від 1,34 (б.Гаваноси - с.Гаваноси) до 0,02 (Інгулець - с.Могилівка, м.Кривий Ріг). Саме вони використані для нормування розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків на території Причорномор'я.

Таблиця 4.4 - Розрахункові максимальні модулі стоку дощових паводків річок Причорномор'я

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	Район	$q_{1\%}$, м ³ /(с·км ²)
1	Кагул-с.Гаваноси	186	1	0,34
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	1	1,34
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	1	0,29
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	1	0,62
5	б.Тараклія – смт Тараклія	103	1	0,53
6	Когильник – смт Котовське	179	1	0,35
7	Сарата - с.Сарата	1110	1	0,09
8	Тилігул-с.Ново-Українка	810	1	0,12
9	Тилігул- м.Березівка	3170	1	0,04
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	2	0,06
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	2	0,04
12	Бужок-смт Меджибож	698	2	0,23
13	Іква-смт Стара Синява	439	2	0,32
14	Згар-смт Літин	692	2	0,23
15	Рів-с.Демидівка	1130	2	0,16
16	Соб-с.Зозів	92,5	1	0,57
16	Соб-с.Зозів	92,5	1	0,57
17	Савранка-с.Осички	1740	1	0,07
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	753	1	0,12
19	Кодима-с.Обжила	145	1	0,41
20	Кодима-с.Катеринка	2390	1	0,05
21	Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	1	0,08
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	1	0,05

Кінець таблиці 4.4

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	Район	$q_{1\%}$, м ³ /(с·км ²)
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	1	0,06
24	Циганка-с.Краснопілля	248	1	0,28
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	1	0,07
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	1	0,06
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	1	0,28
28	Чичиклія-с.Василівка	436	1	0,19
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	1	0,09
30	Інгул-м.Кіровоград	840	1	0,12
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	1	0,04
32	Інгул-с.Седнівка	4770	1	0,03
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	1	0,03
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	1	0,08
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	1	0,10
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	1	0,08
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	1	0,02
38	Інгулець-с.Могиливіка	9280	1	0,02
39	Молочна-м.Токмак	760	1	0,12
40	Молочна-с.Терпіння	2780	1	0,05
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	1	0,23
42	Обитічна-с.Шевченко	390	1	0,20
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	1	0,08
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	1	0,20
45	Берда-с.Захарівка	718	1	0,13
46	Берда-с.Осіпенко	1620	1	0,07
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотїне)	263	1	0,27
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	1	0,07
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	3700	1	0,04
50	Кальчик-с.Кременівка	469	1	0,18
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	1	0,09
52	б. Полкова-с.Кременівка	63,0	1	0,75
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	1	0,26
54	Калець-х.Перемога	164	1	0,38
55	Глузьський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	1	0,09

4.1.6 Розрахункові характеристики максимального стоку річок на території Придеснянської воднобалансової станції

Характеристика снігозапасів, максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля на території Придеснянської воднобалансової станції (ПВБС)

Придеснянська воднобалансова станція (ПДВБС) розташована на південно-західних відрогах Середньо-російської піднесеності у південній межі підзони змішаних лісів на лесовому острові (Придеснянське плато), сильно порізаному глибокими балками і ярами, в 40 км від р. Новгород-Сіверського, між селами Покошичи і Криски Коропського району Чернігівської області (рис.4.26).

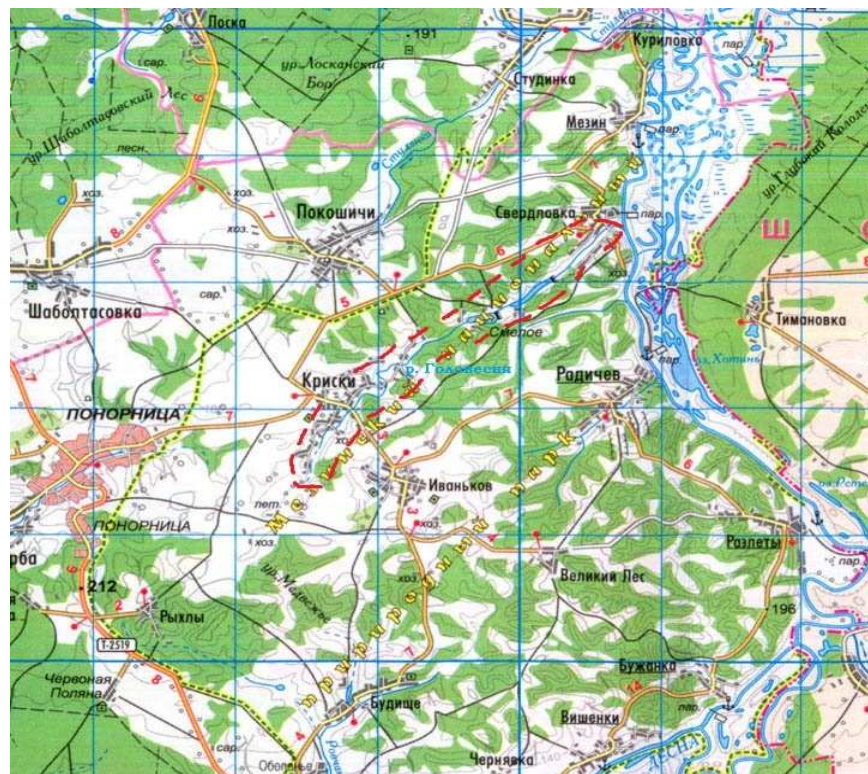


Рисунок 4.26 – Карта-схема географічного положення Придеснянської воднобалансової станції (ПДВБС) [21]

Станція знаходиться на південно–західних відрогах Середньоруської височини, біля південного кордону підзони змішаних лісів на лісовому острові (Придеснянське плато). Новгород-Сіверська еродована височина на крейдовій основі, займає крайню північно-східну частину Чернігівщини. У межах височини виділяють моренно-зандрову і лесову рівнини, II і III надзаплавні тераси Десни. Величина вертикального розчленування, як правило, складає в середньому 70 – 90 м; іноді більше 100 м.

Геологічна будова району характеризується поширенням крейдяних, третинних і четвертинних відкладень.

Кліматичні умови району діяльності станції визначаються особливостями атмосферної циркуляції, радіаційними чинниками і характером підстилаючої поверхні. Найтепліший місяць року липень ($19,0^{\circ}\text{C}$), а найхолодніший січень ($-7,1^{\circ}\text{C}$). У окремі роки температура повітря помітно відхиляється від вказаних величин. Абсолютний максимум температури досягає $37,5^{\circ}\text{C}$ (1936 р.), мінімум – мінус $35,9^{\circ}\text{C}$ (1929 р.). Середнє багаторічне значення дати стійкого переходу температури повітря через 0°C навесні доводиться на 22 березня, восени – на 18 листопада. Тривалість періоду з середньодобовою температурою повітря вище 5°C складає 195 днів, вище 10°C – 156 днів [28].

Середнє багаторічне значення річної величини парціального тиску водяної пари складає 8,6 гПа, максимум настає в липні (15,6 гПа), мінімум – в січні (3,6 гПа).

Середнє багаторічне значення річної швидкості вітру на висоті 16,5 м в районі станції складає 2,7 м/с. Найбільша середньомісячна швидкість вітру (3,3 м/с) спостерігається в лютому, найменша (2,2 м/с) – в липні і серпні.

Середнє багаторічне значення величини річних опадів складає 670 мм, з них 70 % випадає в теплу пору року. Найбільша кількість опадів випадає в липні (84 мм), найменше – в лютому і березні (41 мм). Влітку переважна частина опадів випадає у вигляді злив і розподіляється по території дуже нерівномірно.

Число днів в році з опадами становить 184, з них 114 – у вигляді дощу.

Стійкий сніговий покрив, як правило, встановлюється в середині грудня і залягає в середньому 99 днів. Сходить сніговий покрив переважно у кінці березня. Найбільша тривалість залягання снігового покриву за період спостережень склала 145 днів (1955 рік), найменша – 28-70 днів (1939, 1948, 1959, 1961, 1966, 1973, 1974, 1989, 1991, 1992, 1993, 2000 рр.). У окремі роки сніговий покрив руйнується частою відлигою.

На польових ділянках сніг залягає нерівномірно. Середня висота його перед початком сніготанення 7 см-53 см на відкритих ділянках, 12 см-65 см – в лісі, а в ярах і балках може досягти двох і більше метрів. Щільність снігу до кінця зими складає $0,30 \text{ г/см}^3$ - $0,50 \text{ г/см}^3$, а запас води в нім досягає 40 мм-175 мм в полі і до 30 мм-190 мм в лісі.

Глибина промерзання ґрунтів в окремих пунктах коливається від 0 до 150 см. Найбільшої величини промерзання ґрунту досягає в лютому. Відтавання ґрунту починається відразу ж після сходу снігового покриву і закінчується в квітні.

Водний режим потоків характеризується яскраво вираженою весняною повінню, а також літньо-осінньою і зимовою меженню, яка уривається нетривалими дощовими паводками і відлигою. На тимчасових потоках стік буває тільки під час сніготанення, а в літньо-осінню межень – від злив. В основному усі потоки, що розглядаються, мають снігове живлення, за винятком р. Головесня, у якого значну долю стоку складає також живлення ґрунтовими водами.

Середній річний стік з водозборів складає 45 мм-186 мм. Біля 50 %-90 % річного стоку доводиться на період весняної повені [21].

Основними чинниками формування високої повені є загальний запас води на водозборі перед сніготаненням, температурний режим повітря і глибина промерзання ґрунту.

Гідрографічні характеристики наведені у табл.4.5. Спостереження за стоком виконуються на семи водотоках площею від $0,12 \text{ км}^2$ до $29,5 \text{ км}^2$ (рис.4.27).

В програму роботи ПДВБС входять також спостереження за опадами на опадомірних пунктах, глибиною промерзання ґрунту, температурою повітря (в

одному пункті), снігомірні спостереження методом проведення сполошної ландшафтно – маршрутної снігомірної зйомки на усіх водозборах.

Таблиця 4.5 - Основні гідрографічні характеристики водозборів ПДВБС

Назва водотоку	Площа водозбору, км ²	Середня висота водозбору, м абс.	Середній ухил, ‰		Рік початку спостережень
			тальвегу	водозбору	
р. Головесня	29,5	182	6,10	58,0	1929
стр. Вороній Яр	0,98	176	36,0	160	1940
стр. Петрушино	1,14	177	33,0	162	1939
стр. Підлядо	0,12	166	85,0	143	1938
лог Ліпіно	0,12	177	85,0	188	1939
лог Опитний	0,13	195	7,00	12,0	1957
лог Придорожний	0,25	193	14,0	25,0	1958

Аналіз складових весняного водопілля

На рис.4.28 – 4.31 наведені графіки багаторічного ходу шарів стоку весняного водопілля для річок Головесня, Петрушино, Підлядо та Вороній Яр. Для всіх річок чітко прослідковується від’ємний тренд. За 70-річний період по всіх водозборах шар стоку весняної повені зменшився майже у шість разів – у середньому з 60 до 10 мм.

Що стосується максимальних витрат води весняного водопілля, то тут також на усіх водозборах має місце значний від’ємний тренд. Зокрема, максимальні витрати води на р. Головесня зменшилися у середньому з 10000 до 1000 дм³/с, на р. Підлядо – з 60 до 10 дм³/с, на р. Вороній Яр - з 250 до 50 дм³/с (рис.4.32-4.35).

Оскільки ніяких крупних водогосподарчих проектів, які могли б впливати на водний режим річок цієї території не було, причину цієї негативної тенденції слід пов’язувати зі змінами метеорологічних факторів, у першу чергу в трендах снігонакопичення та температури повітря.



1 - гідрометрична споруда; 2 - метеорологічний майданчик; 3 - осадкомірний пункт; 4 - маршрут снігомірної зйомки; 5 – ґрунтововипаровувальний майданчик; 6 - пункт спостереження за вологістю ґрунтів; 7 - пункт спостереження за промерзанням і відтаюванням ґрунту; 8 - спостережна свердловина для виміру рівня підземних вод

Рисунок 4.27 - Схема розташування об'єктів спостережень на Придеснянській воднобалансовій станції

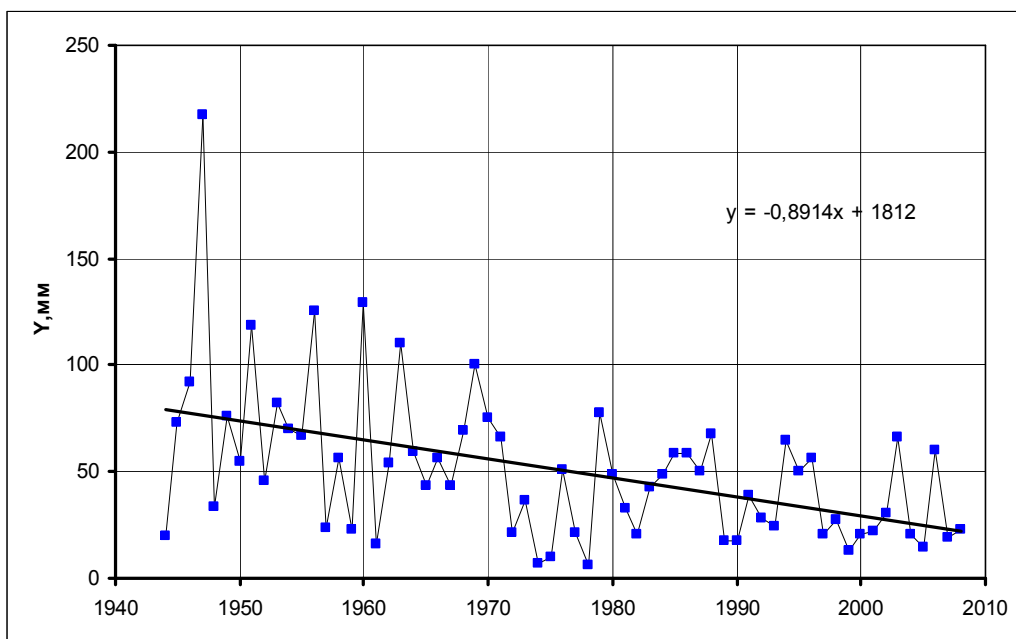


Рисунок 4.28- Багаторічний хід шарів стоку весняного водопілля р.Головесня

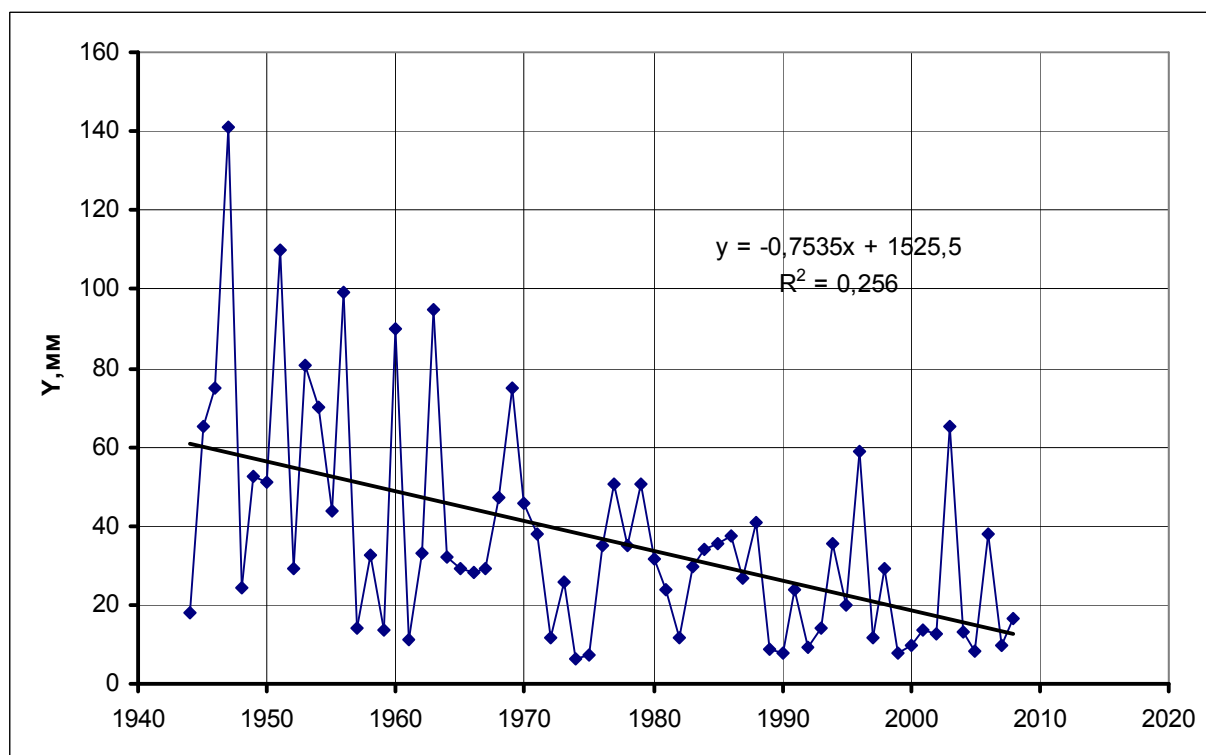


Рисунок 4.29 - Багаторічний хід шарів стоку весняного водопілля
стр. Петрушино

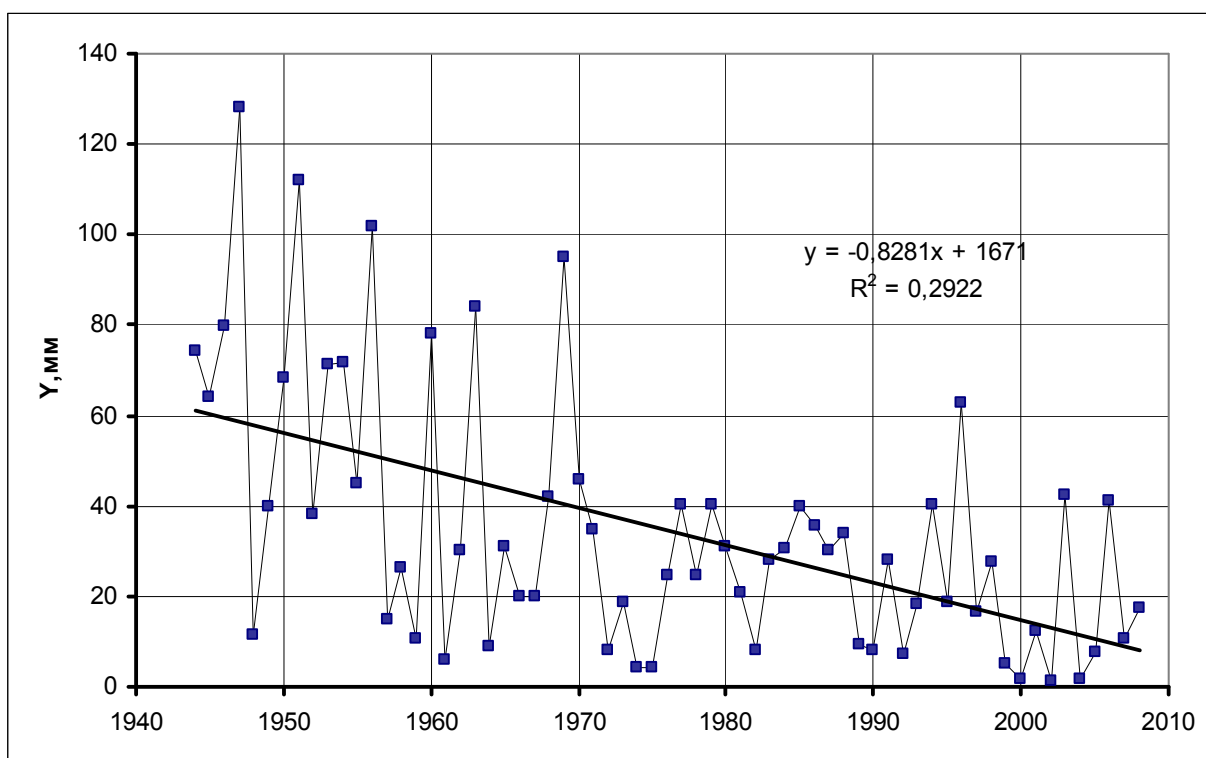


Рисунок 4.30- Багаторічний хід шарів стоку весняного водопілля стр. Підлядо

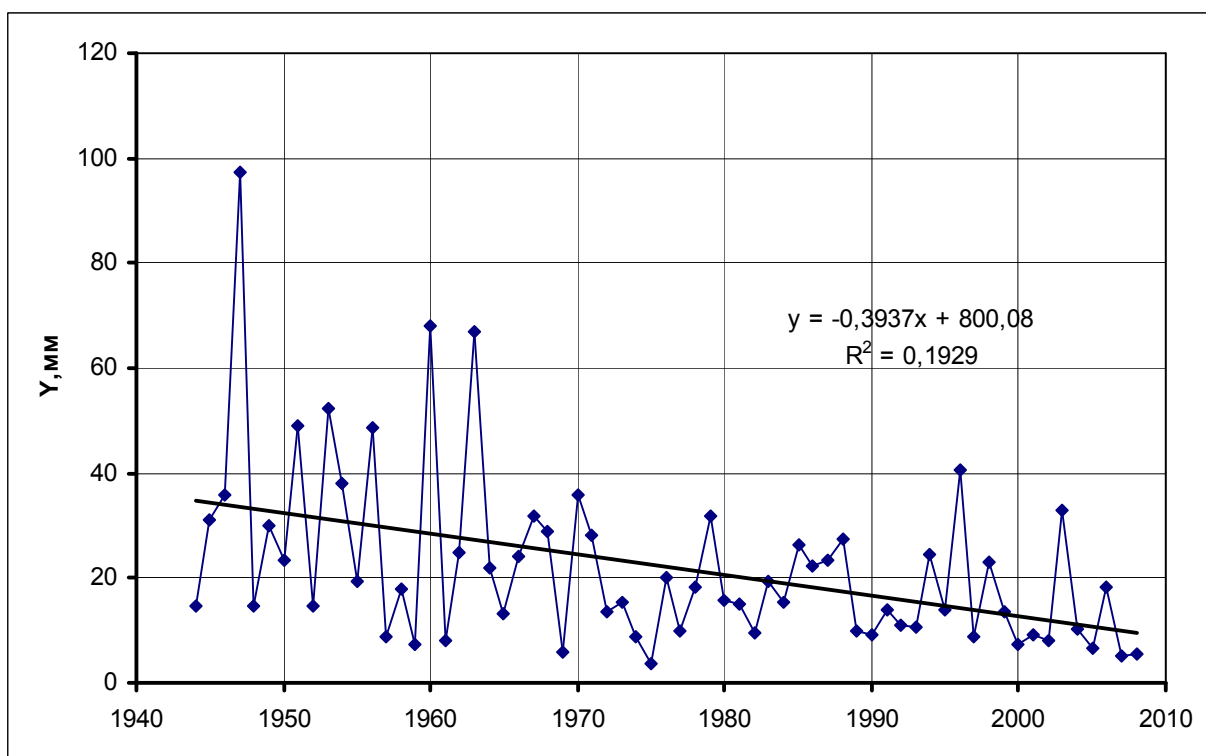


Рисунок 4.31 - Багаторічний хід шарів стоку весняного водопілля
стр. Вороній Яр

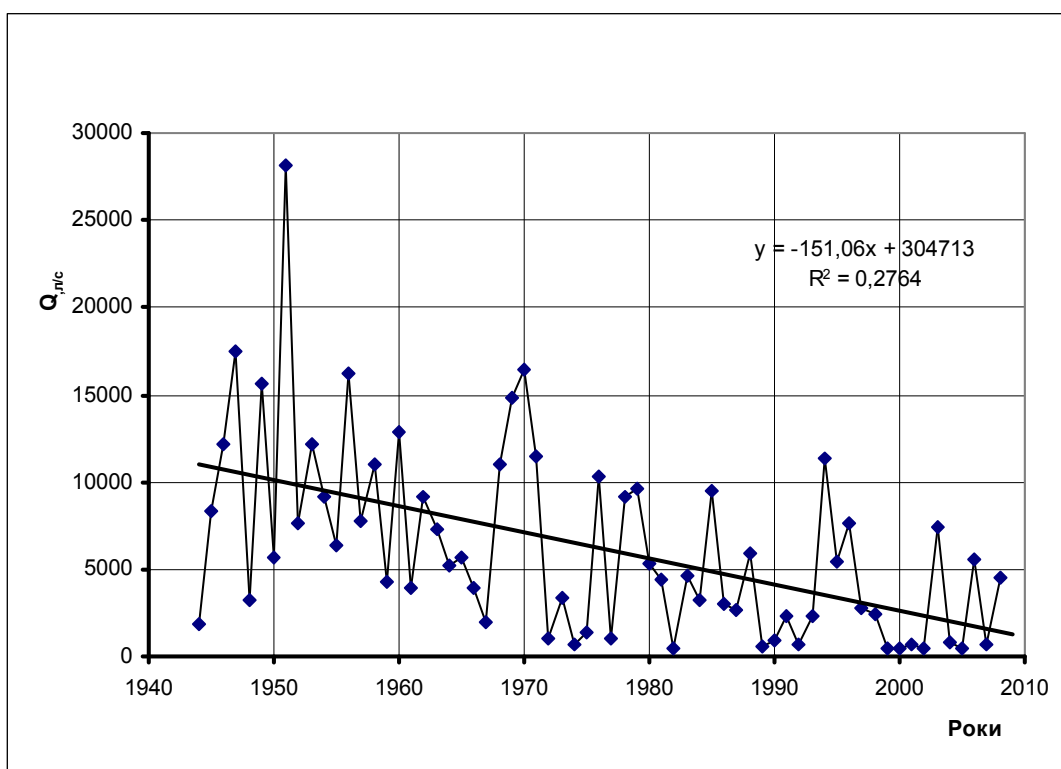


Рисунок 4.32- Багаторічний хід максимальних витрат води весняного водопілля
р. Головесня

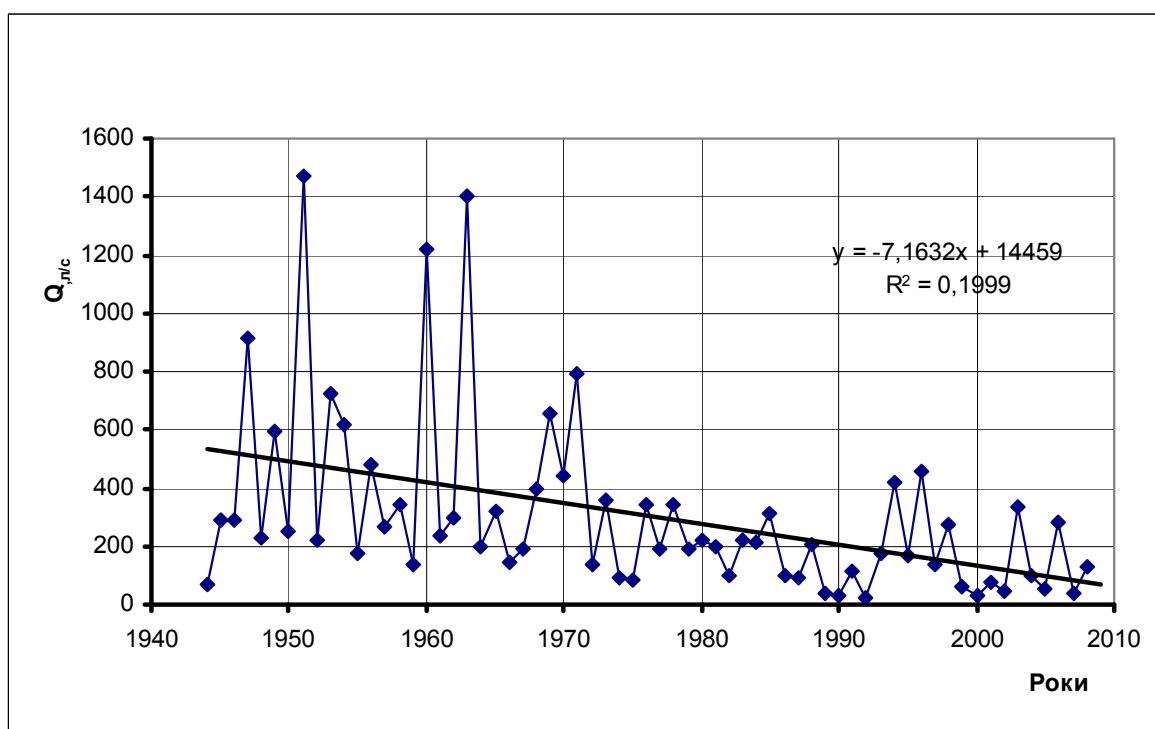


Рисунок 4.33- Багаторічний хід максимальних витрат води весняного водопілля
стр. Петрушино

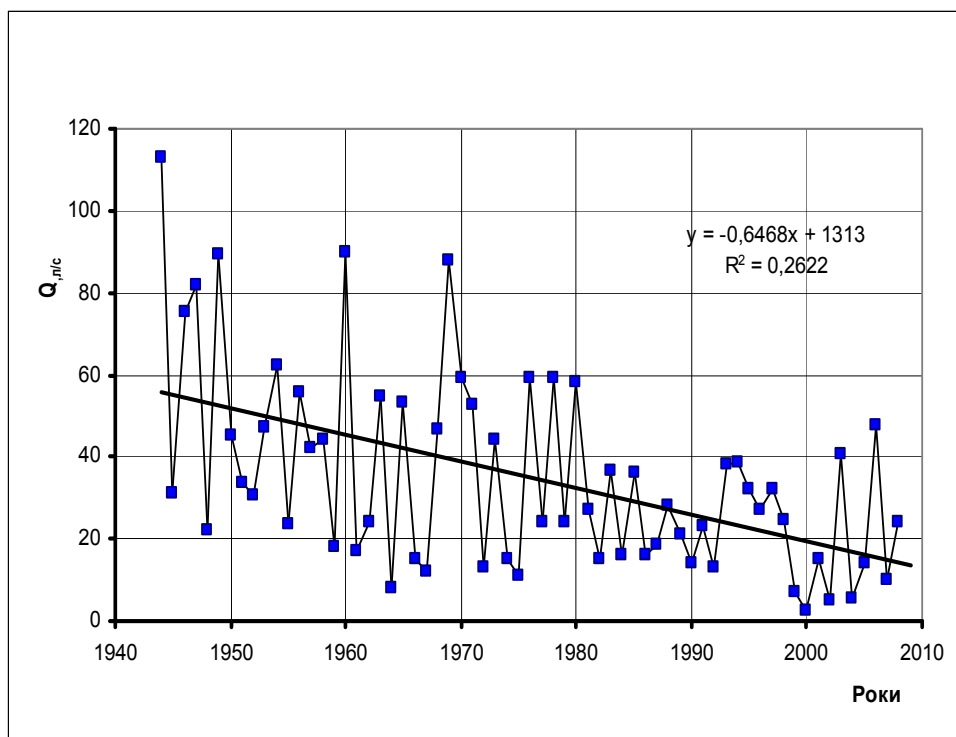


Рисунок 4.34- Багаторічний хід максимальних витрат води весняного водопілля
стр. Підлядо

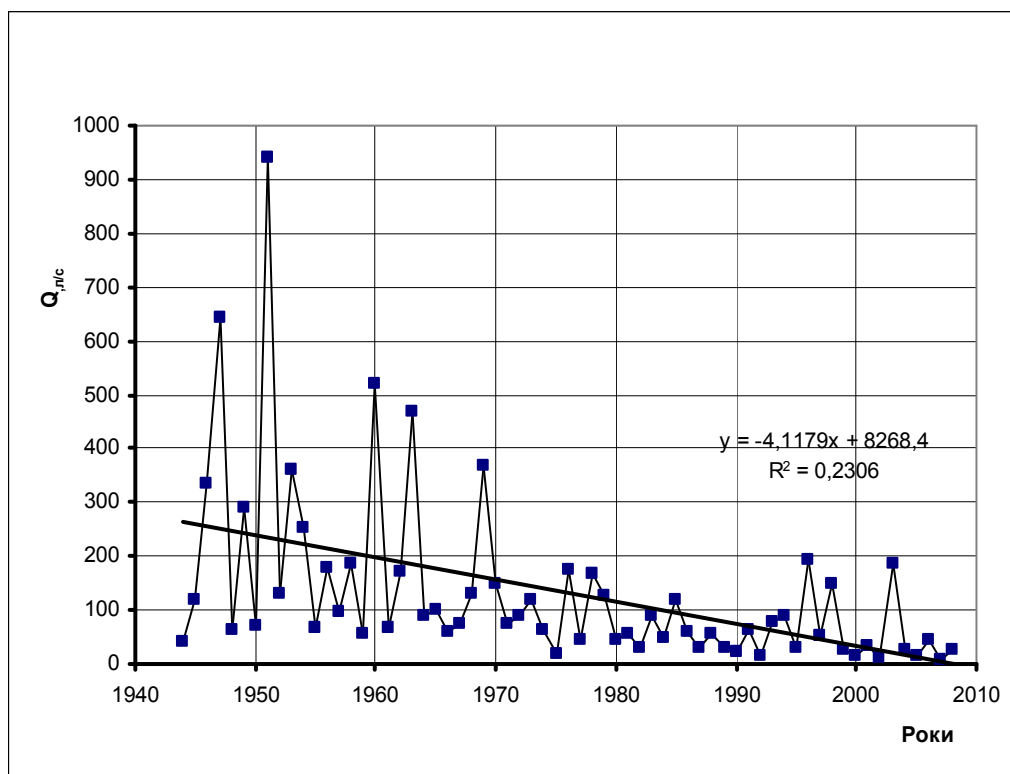


Рисунок 4.35 - Багаторічний хід максимальних витрат води весняного водопілля
стр. Вороній Яр

На рис.4.36 наведено багаторічний хід температури повітря (1929-2009рр.), середньої за три місяця (січень, лютий та березень). В період з початку спостережень до середини 70-х років минулого століття хід температури мав стаціонарний характер, а середнє значення було на рівні 6°C .

В подальшому температура інтенсивно зростала, виявився додатний тренд, а станом на 2010 рік середня температура повітря збільшується до майже 2°C , тобто більш ніж в три рази порівняно зі стаціонарним періодом.

Суттєве підвищення температури у зимовий та передвесняний періоди сприяло тому, що зимові відлиги стали більш частішим явищем, танення снігового покриву відбувається у зимовий період, тала вода переходить в ґрунтову складову та не приймає участі у формуванні весняної повені.

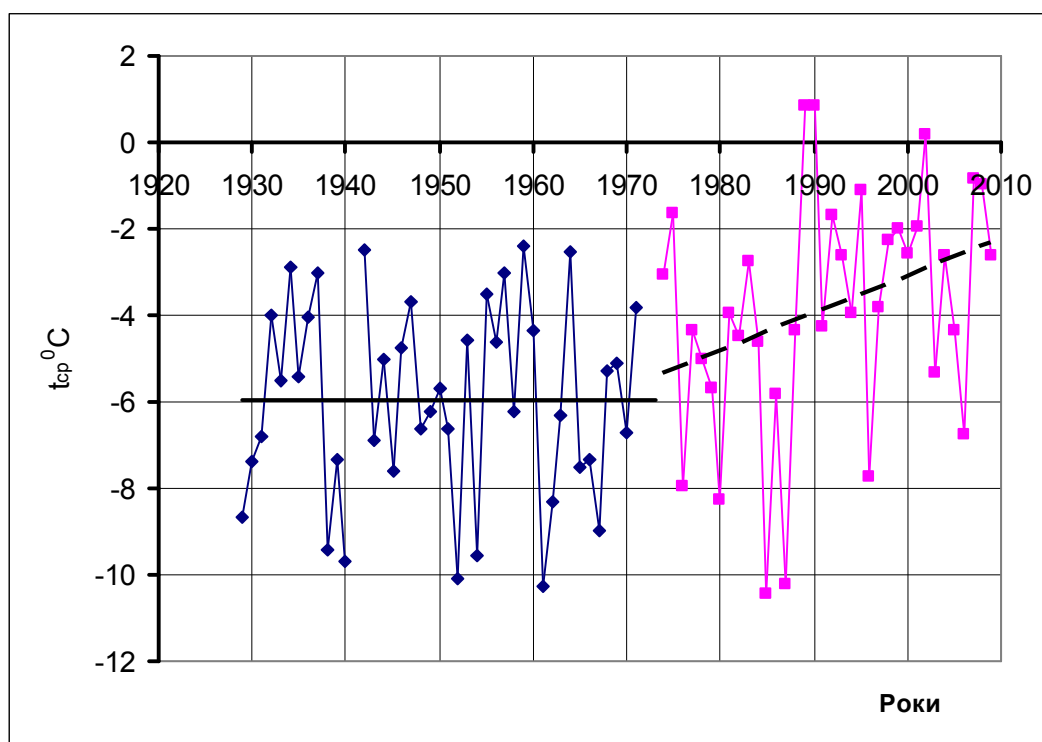


Рисунок 4.36 - Багаторічний хід температури повітря, середньої за три місяці (січень, лютий та березень) стр. Вороній Яр

Максимальні запаси води в сніговому покриві

Максимальні снігозапаси визначаються шляхом проведення суцільних маршрутно – ландшафтних снігомірних зйомок по усіх експериментальних водозборах на дату максимального снігонакопичення (зазвичай, перша декада березня). Величина максимальних снігозапасів на водозборах за багаторічний період (1951 – 2009 рр.) коливається від 5-9 мм в 1975 р. до 168 – 214 мм в 1968р. Середні за багаторічний період снігозапаси по водозборах коливаються від 75мм (балка Придорожня) до 89 мм (стр. Воронячий Яр). Коефіцієнт варіації рядів снігозапасів по басейнах, в середньому, становить 0,48. Причиною такої великої мінливості снігозапасів по роках є як мала кількість опадів в окремі роки, так і досить часті зимові відлиги, що нерідко викликає повне танення снігу на водозборах. Для даної території характерна наявність значного числа днів із заметілями, під час яких на водозборах відбувається перерозподіл снігу, наслідком чого є нерівномірне його залягання.

В результаті зносу снігу у балки і яри, снігозапаси в них у 1,5 – 2 рази вищі, ніж на польових ділянках. З урахуванням частки площі, що зайняті яро – балочною мережею, об'єм снігозапасів в ній в середньому становить 5 – 8 % загальних снігозапасів на водозборі. У малосніжні роки стік на водозборах формується тільки за рахунок снігу, сформованого в яро – балочній мережі, а на схилах тала вода витрачається на випар і вбирання [21].

Співвідношення величин максимальних снігозапасів по водозборах характеризується високою стійкістю (рис. 4.37, 4.38).

Багаторічний хід максимальних снігозапасів характеризується значимим від'ємним трендом. За шістдесятирічний період середня величина знизилася від 100 до 60 міліметрів (рис.4.39). Це послужило однією з причин зниження шарів стоку весняної повені з 80 до 25 мм (рис. 4.40).

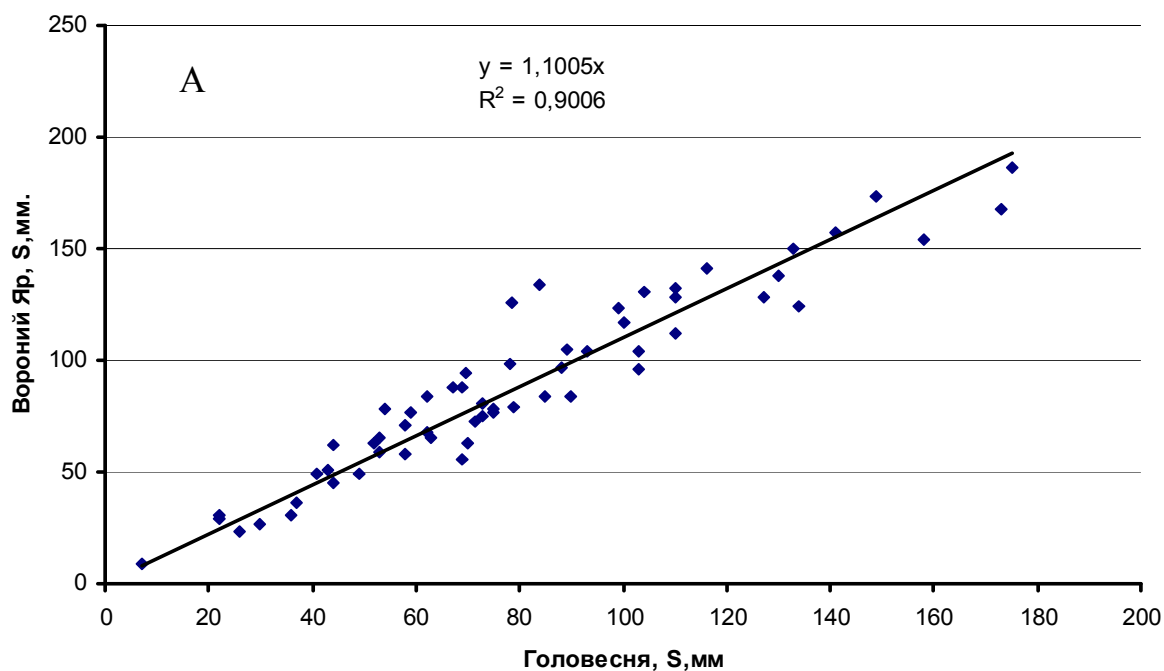


Рисунок 4.37 – Співвідношення величин максимальних снігозапасів S (мм) по водозборах р. Головесня і руч. Воронячий Яр

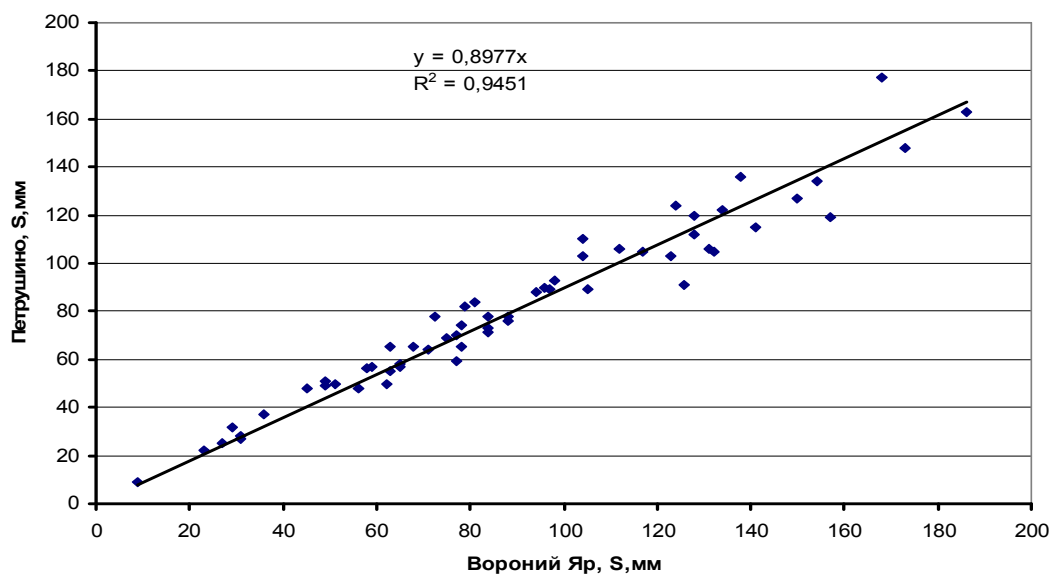


Рисунок 4.38 - Співвідношення величин максимальних снігозапасів S (мм) по водозборах Воронячий Яр і Петрушино

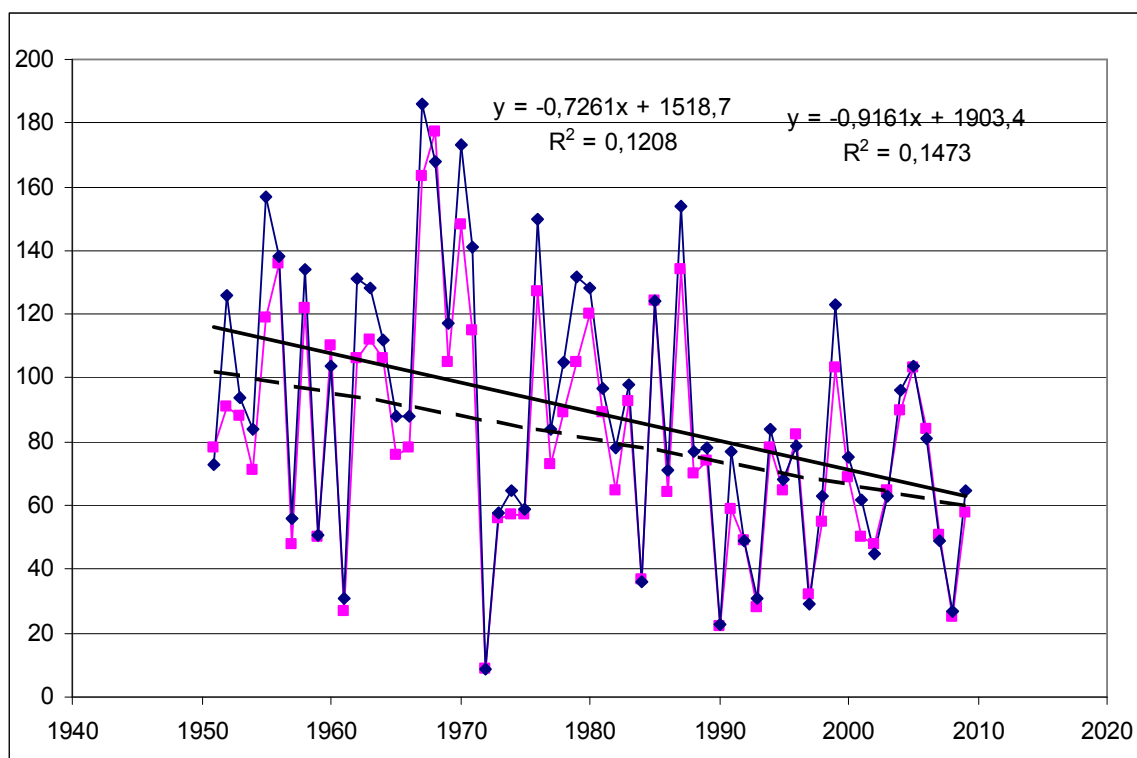


Рисунок 4.39 – Багаторічний хід величин максимальних снігозапасів по басейнах стр. Воронячий Яр і стр. Петрушино.

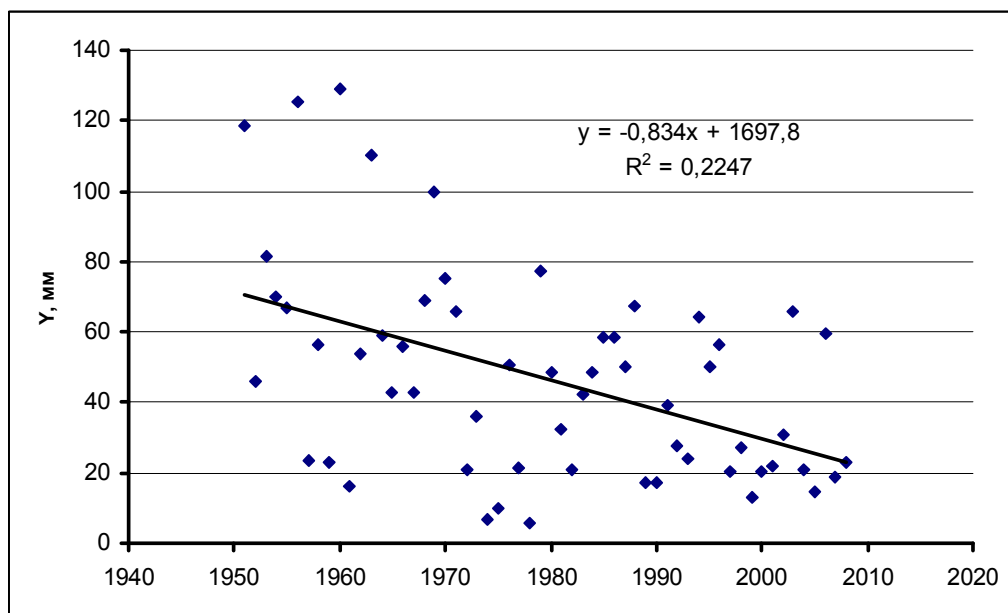


Рисунок 4.40 - Багаторічний хід шару стоку весняної повені р. Головесня

Глибина промерзання ґрунтів

Динаміка промерзання і відтавання ґрунтів на Придеснянській водно-балансовій станції (ПДВБС) розглядається на 24 мерзлотомірних пунктах, що охоплюють усі ґрунтові різниці, експозиції схилів і типи надґрунтового покриття. Аналізується період спостережень з 1956 по 2009 роки.

Глибина промерзання в окремі роки змінюється від 0 до 150 – 160 см і визначається режимом зимових температур, динамікою накопичення снігозапасів і характером підстилаючої поверхні.

Середня максимальна глибина промерзання ґрунтів за окремі роки визначалася як середні значення по даних мерзлотомірів, розташованих в межах кожного експериментального водозбору.

Встановлено, що при середній глибині промерзання ґрунтів менше ніж 60см в межах водозборів значну площу припадають на ділянки із мало проникними і талими ґрунтами, які є головними вогнищами втрат талих вод.

Аналіз втрат стоку весняного водопілля в роки, коли забезпеченість максимальних витрат води була найменшою

Оскільки метою роботи є дослідження закономірностей формування максимального стоку, розрахунки робилися для років, коли забезпеченість максимальної строкової витрати води була менше 20 %.

Втрати весняного стоку для водозборів ПДВБС оцінювалися за виразом:

$$P = (S + X) - Y, \quad (4.138)$$

де P - втрати стоку повені;

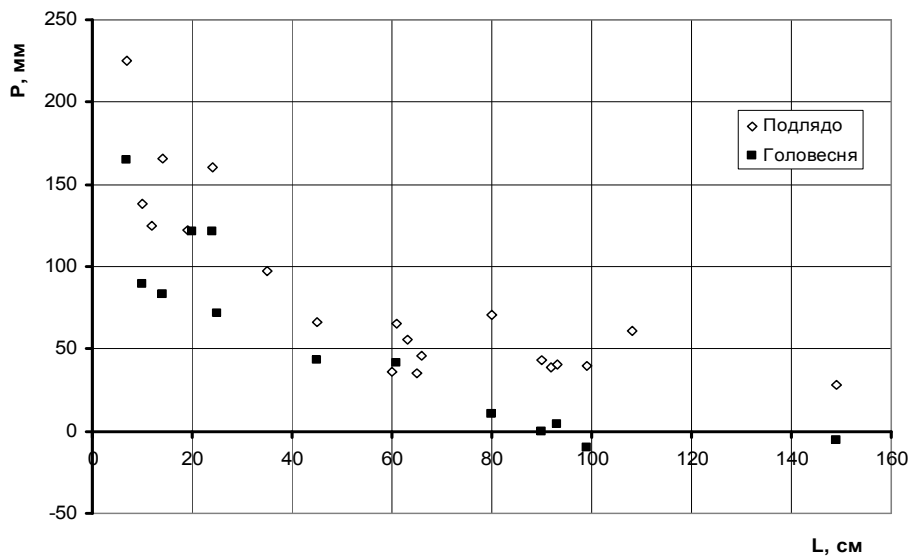
S – снігозапаси на дату максимального снігонакопичення;

X - опади за період повені;

Y - шар стоку.

Одержані величини втрат стоку повені ставилися в залежність від середньої максимальної глибини промерзання ґрунтів.

На рис.4.41, як приклад, приведена залежність для двох водозборів – річки Головесня і стр Підлядо. Аналогічні графіки будувалися і для інших експериментальних басейнів. З графіків видно, що при середній по басейну глибині промерзання більше 60 см ґрунти стають малопроникними, а величини втрат різко знижуються. Від’ємні значення втрат для водозбору р.Головесня пов’язані з тим, що має місце досить високе ґрунтове живлення з глибинних водоносних горизонтів, генетично не пов’язаних з опадами даного періоду.



○ Підлядо; ● Головесня

Рисунок 4.41 – Залежність втрат стоку весняного водопілля від глибини промерзання ґрунтів

На рис.4.42 представлена залежність втрат стоку, розрахованих за виразом (4.1) від сумарного запасу води на водозборі стр. Підлядо. Точки в полі графіку розташувалися двома потоками, залежно від середньої максимальної глибини промерзання ґрунтів.

Дослідження характеристик схилового припливу дощових паводків на малих водозборах Придеснянської воднобалансової станції (ПДВБС)

На першому етапі досліджень була створена база даних за максимальними модулями стоку і шарами стоку дощових паводків по всіх водозборах Придеснянської воднобалансової станції за період з 1941 по 2008 роки.

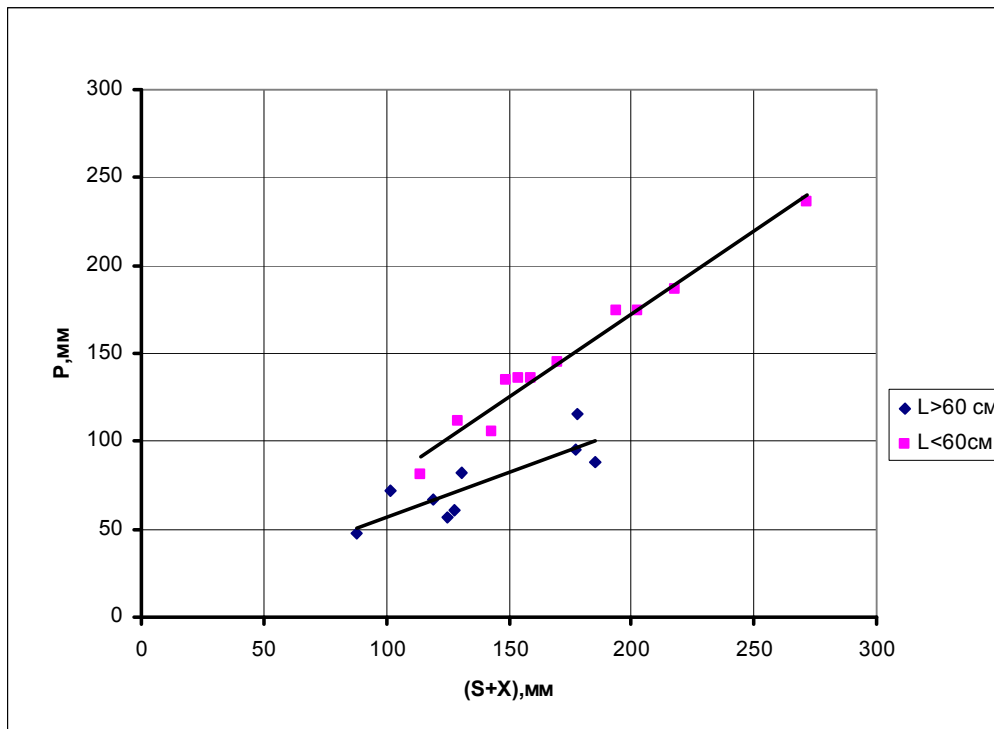


Рисунок 4.42 – Залежність шарів стоку весняного водопілля (Y) від загальних запасів води на водозборах ($S + X$) і середньої по водозборах максимальної глибини промерзання ґрунтів, стр Вороній Яр

За отриманими даними побудовані емпіричні криві забезпеченості максимальних модулів стоку. При аналізі цих кривих видно, що за однаковий період спостережень, максимальні модулі стоку на окремих водозборах формувалися у різні роки. На рис.Ж.1 та Ж.2 надані криві забезпеченості для струмків Липино і Подлядо, які мають приблизно однакові площі водозборів.

На струмку Липино максимальний модуль є найбільшим для усіх водозборів ПДВБС за весь термін спостережень і складає близько $19000 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ у 1982 року та був близько до 1% ймовірності перевищення. У той же час на струмку Підлядо максимум цього паводку склав $6000 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ та був близько до 6 %-ої ймовірності перевищення. Максимум, близький до 1 %-ої ймовірності перевищення, на цьому струмку відбувся у 1969 році та склав $11000 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, у той же час максимум цієї ж зливи на струмку Липино був $12000 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, що близько до 6 %-ої ймовірності перевищення для цього

струмка. Така ж закономірність визначається й для інших водотоків Придеснянської воднобалансової станції (ПДВБС).

Зливи на досліджуваній території формуються, за термінологією А.Н.Бефані [130], за типом зливого або підвісного типу стоку.

Умовами існування такого типу схилового стоку є: $a_t > k_t$, тобто інтенсивність опадів a_t перевищує інтенсивність вбирання k_t . В регіонах широкого розповсюдження супіщаних ґрунтів, які характеризуються значною інтенсивністю вбирання, поверхневий стік може сформуватися лише за рахунок коротких потужних злив, особливістю яких є мала площа основного ядра опадів. Значні тривалі дощі, які дають потужну кількість опадів, мають значно меншу інтенсивність і поверхневий стік може сформуватися лише на суглинистих ґрунтах, випасах та прируслових ділянках схилу.

На рис.4.43 приведена залежність максимальних модулів стоку від шарів стоку за паводок для струмка Липино, а на рис.4.44 – для струмка Подлядо. Максимальний шар паводкового стоку за період спостережень на струмку Липино був вдвічі вище (37 мм), ніж на струмку Підлядо (18 мм), а максимальний модуль $19000 \text{ дм}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ – на 60 % вище.

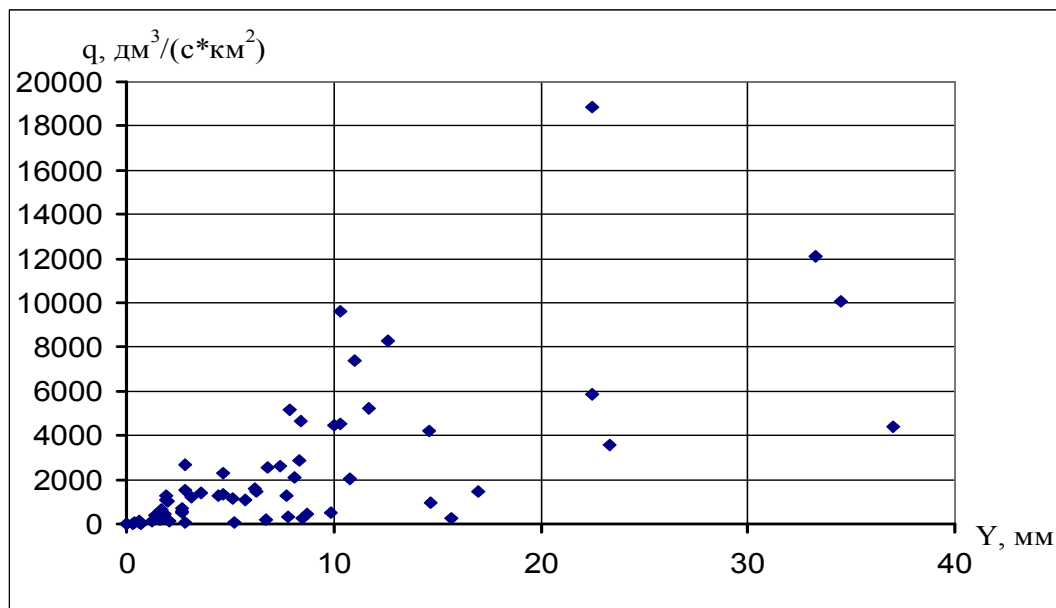


Рисунок 4.43 - Залежність максимальних модулів стоку дощових паводків від шарів стоку (стр. Липино)

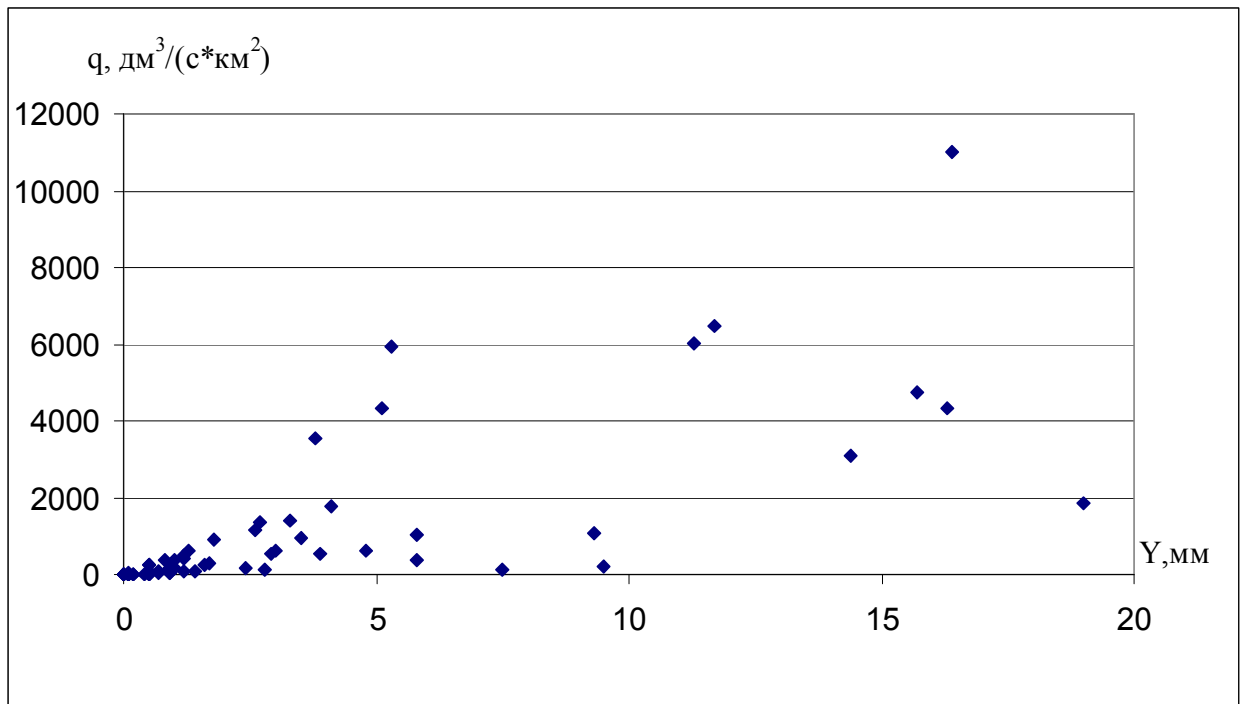


Рисунок 4.44 - Залежність максимальних модулів стоку дощових паводків від шарів стоку (стр. Підлядо)

На рис.4.45 та 4.46 наведені гідрографи стоку і хід опадів за даними розшифровки плювіограм максимальних за період спостережень злив для водозборів Липино та Підлядо. Слід відзначити, що час визначається у хвилинах. В обох випадках на інших водозборах ПДВБС визначався лише незначний підйом рівнів води.

Тривалість опадів струм. Липино склала близько 15 хвилин, причому інтенсивність була досить постійною, а сумарна кількість – 35 мм. Стік почався через п'ять хвилин після начала дощу і вже через 10 хвилин сформувалася максимальна ордината. Спад паводка тривав близько 20 хвилин. Шар стоку склав 23 мм, а втрати - 12 мм.

Сумарний шар опадів в басейні струм. Подлядо склав 50 мм, але найбільш інтенсивна частка дощу, яка обумовила формування максимальної ординати, тривала 18 хвилин. За цей час випало 32 мм опадів, в подальшому випало ще 18 мм. Ці опади звеличили тривалість спаду. Спад паводка тривав близько 45 хвилин. Шар стоку склав 16 мм, а втрати - 34 мм.

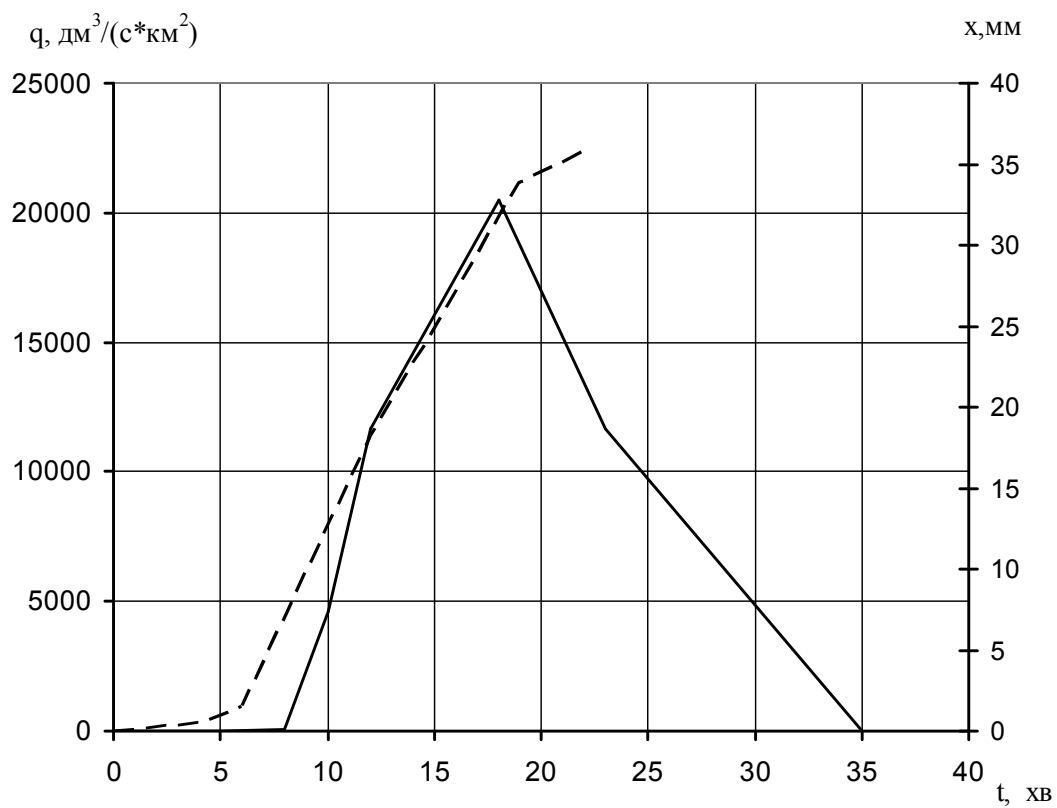


Рисунок 4.45- Гідрограф паводкового стоку, стр. Липино, 1982 р.

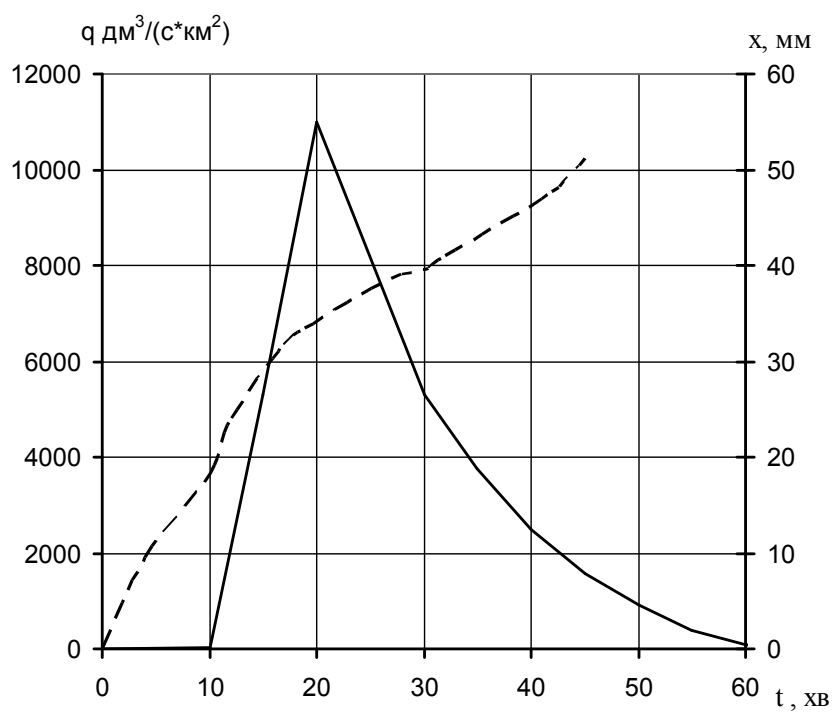


Рисунок 4.46 - Гідрограф паводкового стоку, стр. Подлядо, 1969р.

Така розбіжність в характеристиках гідрографів стоку та їх параметрах обумовлена двома причинами: характером підстильної поверхні, яка обумовлює інтенсивність вбирання та нерівномірність розподілу зливових опадів за територією.

Рельєф поверхні водозбору струм. Липино потужно розчленований. Дно та схили долини складені лесовидними суглинками. Землі, розташовані в долині та на схилах, використовуються під пасовища. В таких умовах поверхні інтенсивність вбирання відносно невелика.

Водозбір струм. Підлядо на 54 % покритий лісом з потужною лісовою підстилкою. Лесовидних суглинків практично немає. Таким чином, вбираюча спроможність ґрунтів тут значно вище, ніж в басейні струм. Липино.

Характер нерівномірності розподілу зливових опадів у просторі характеризує рис.4.47, на якому приведено характер зміни кількості опадів в залежності від відстані центрів дощу за даними мережі ПДВБС. Криви побудовані для трьох дощів, які сформували зливи у 1969, 1957 та 1982 роках.

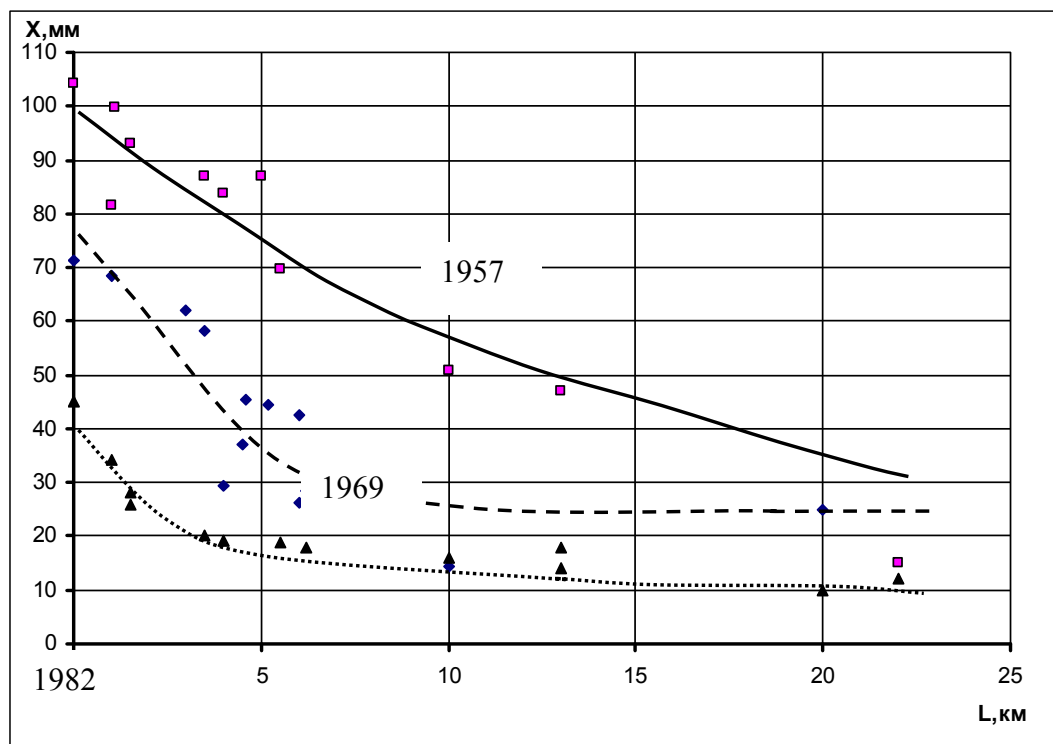


Рисунок 4.47 - Зміна кількості опадів з відстанню від центра дощу

Як слідує з рис.4.47, найбільша редукція характерна для коротких інтенсивних опадів. Так, для зливи, що сформували екстремальний модуль стоку на струм. Липино, вже на відстані двох кілометрів шар опадів зменшився у двічі.

На рис.4.48 показана залежність максимального модуля стоку від кількості опадів за попередні 30 хвилин для паводків, забезпеченість яких нижче, ніж 20% для малих водозборів ПДВБС. Розташування кривих на рис.4.48 залежить від характеру підстильної поверхні. Верхня група точок відповідає струмку Липино, де розповсюдження суглинистих ґрунтів найбільша, а нижня група точок відноситься до струмка Вороній Яр, поверхня якого складена, в основному, піщаними та супіщаними ґрунтами.

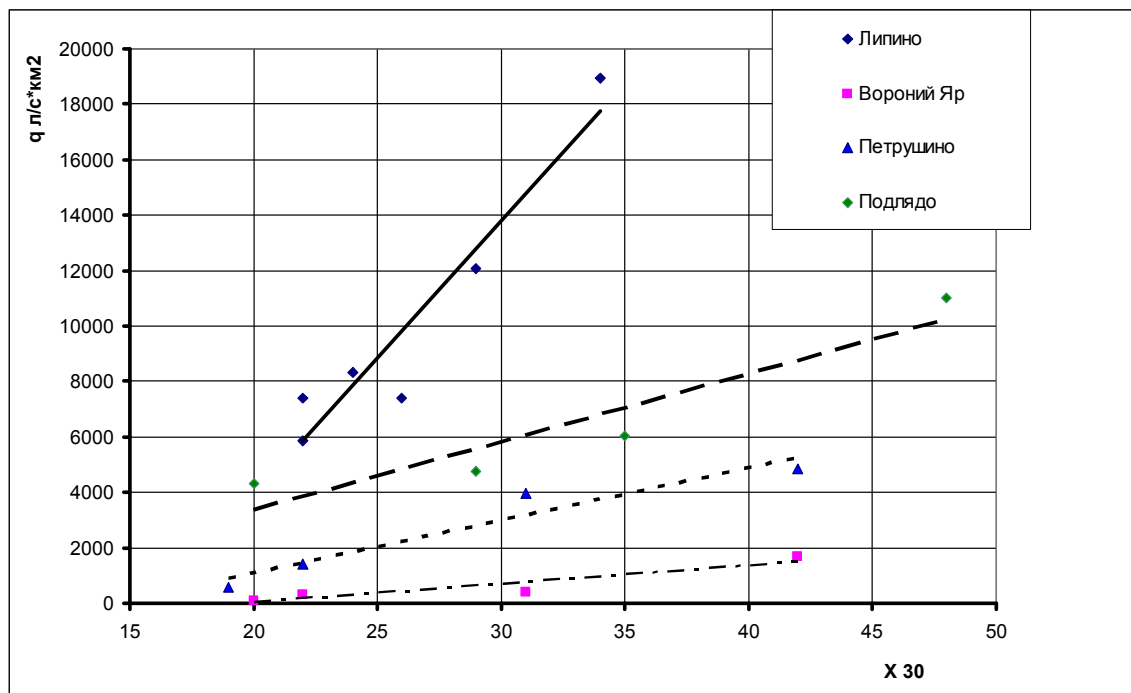


Рисунок 4.48 - Залежність максимальних модулів дощових паводків від кількості опадів за попередні 30 хвилин

4.2 Регіональні методики для визначення характеристик річного стоку річок

4.2.1 Просторове узагальнення норм річного стоку в басейні р.Південний Буг

За відсутності систематичних вимірювань стоку і відповідно часових рядів норма стоку визначається непрямыми методами. Перед картуванням слід виключити вплив на норму річного стоку місцевих факторів .

Що стосується впливу на норму річного стоку географічного положення водозборів ,то для цього була побудована залежність $\bar{q}$ (дм³/(с·км²) від широти геометричних центрів водозборів. (рис. 4.49) .

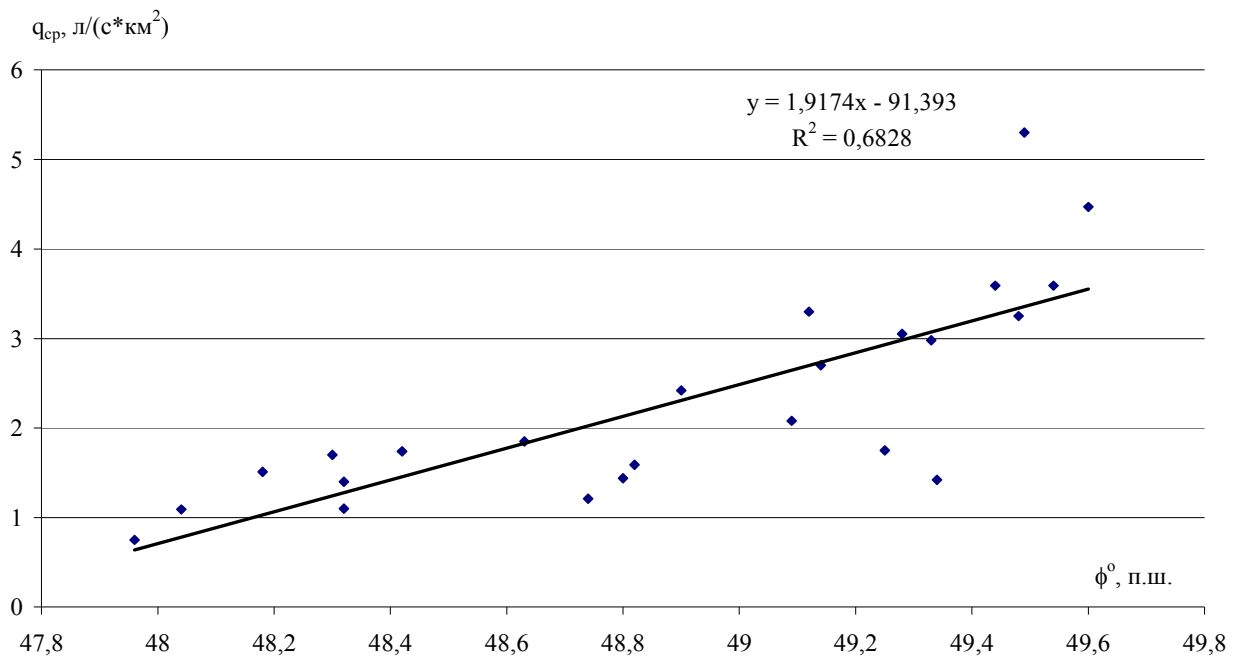


Рисунок 4.49 – Залежність модулів середнього річного стоку, дм³/(с·км²), від широти водозборів в басейні р. Південний Буг

Описати їх можна рівнянням

$$\bar{q} = 1.92(\varphi^\circ - 49) + (\bar{q})_{\varphi^\circ=49}; \quad r = 0.83, \quad (4.138)$$

де φ° - широта геометричного центру водозбору;

$(\bar{q})_{\varphi=49^\circ}$ - середній модуль стоку, приведений до умовної широти $\varphi = 49^\circ$ пн.ш.

Коефіцієнт кореляції r є суттєво значущим і дорівнює 0,83. Таким чином, розподіл по території модуля $\bar{q}$ (дм³/(с·км²)) в основному зумовлений географічним положенням водозбору. Але з іншого боку, на модуль річного стоку можуть також впливати місцеві фактори – залісеність, заболоченість, закарстованість. Ось чому, використовуючи (4.5), були визначені для всіх постів і приведені до умовної широти середні модулі $(\bar{q})_{\varphi=49^\circ}$ (табл. 4.6).

Таблиця 4.6 - Вихідні дані для побудови залежності $\bar{q}$ (дм³/(с·км²)) від широти геометричних центрів водозборів і залісеності в басейні р.Південний Буг

№	Річка-пост	φ° , пн.ш.	$\bar{q}$, дм ³ /(с·км ²)	$(\bar{q})_{\varphi=49^\circ}$ м ³ /(с·км ²)	$\lg(f_L + 1)$
1	Південний Буг - с.Пирогівці	49,49	5,30	4,36	0,95
2	Південний Буг - с.Лелітка	49,44	3,59	2,75	0,95
3	Південний Буг - м.Сабарів	49,48	3,25	2,33	1,08
4	Південний Буг – с.Тростянчик	49,14	2,70	2,43	1,08
5	Південний Буг - с.Підгір'я	48,90	2,42	2,61	1,18
6	Південний Буг – Первомай- ська ГЕС	48,80	1,44	1,82	1,04
7	Бужок - смт Меджибіж	49,54	3,59	2,55	0,30
8	Іква - смт Стара Синява	49,60	4,47	3,32	0,78
9	Згар - смт Літин	49,28	3,05	2,51	1,15
10	Рів – с.Демидівка	49,12	3,30	3,07	1,11
11	Соб - с.Зозів	49,33	2,98	2,35	0,60
12	Соб – Дмитренківська ГЕС	49,09	2,08	1,91	1,04
13	Савранка - с.Осички	48,18	1,51	3,08	1,20
14	Кодима - с.Обжила	48,04	1,09	2,93	1,08
15	Кодима - с.Катеринка	47,98	0,75	2,75	1,08
16	Синюха – с.Червонохуторська	48,30	1,70	3,04	0,78
17	Синюха - с.Синюхин Брід	48,82	1,59	1,94	0,78
18	Гнилий Тікіч – смт Лисянка	49,34	1,42	0,77	0,78

Кінець таблиці 4.6

№	Річка-пост	φ^o , пн.ш.	$\bar{q}$, дм ³ /(с·км ²)	$(\bar{q})_{\varphi=49^o}$, м ³ /(с·км ²)	$\lg(f_L + 1)$
19	Гнилий Тікіч – с.Лоташевська	49,25	1,75	1,27	1,04
20	Велика Вись - с.Ямпіль	48,74	1,21	1,71	0,60
12	Ятрань - с.Покотилове	48,63	1,85	2,56	0,90
22	Циганка - с.Червонопілля	48,42	1,74	2,85	1,11
23	Чорний Ташлик – с.Піщаний Брід	48,32	1,10	2,41	0,48
24	Чорний Ташлик - с.Тарасівка	48,32	1,40	2,71	0,48

На основі табл. 4.6 побудована залежність $(\bar{q})_{\varphi=49^o}$ від залісеності водозборів $f_L(\%)$ (рис. 4.50). Коефіцієнт кореляції цієї залежності відноситься до незначущих ($r=0,15$). Тому залежність можна не враховувати при розрахунку середнього багаторічного модуля стоку річок.

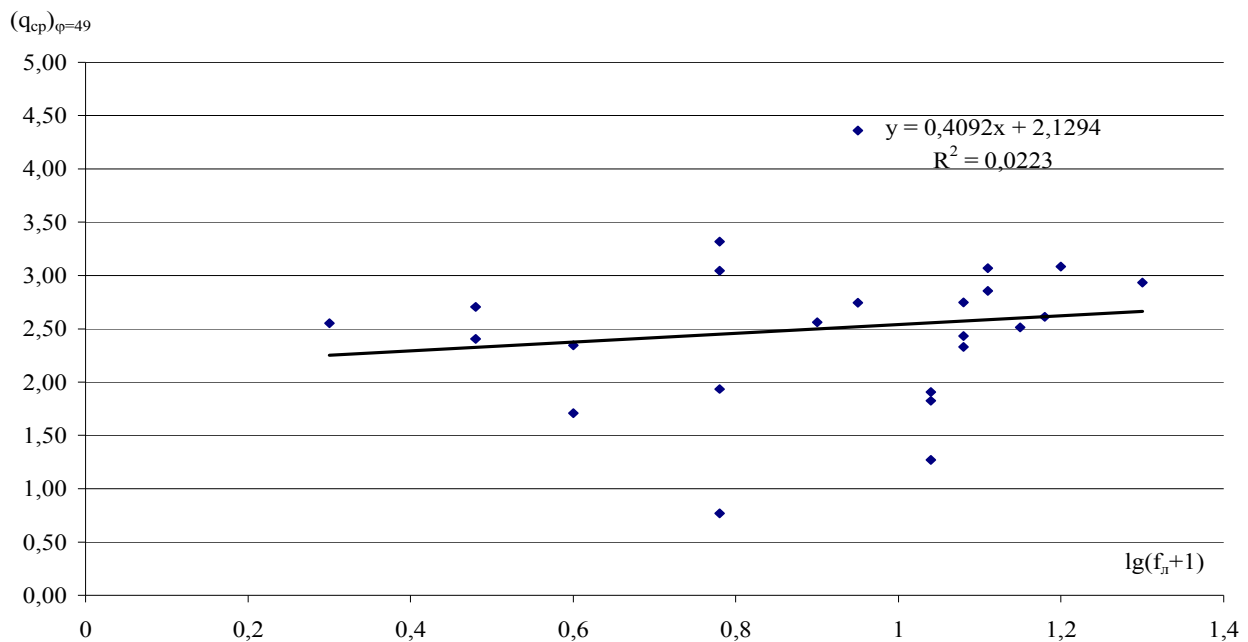


Рисунок 4.50 – Залежність $\bar{q}_{\varphi=49^o \text{ пн.ш.}}$ від залісеності водозборів в басейні р. Південний Буг

Щодо заболоченості, то її вплив на $\bar{q}$ дослідити неможливо, оскільки в басейні р. Південний Буг вона майже відсутня.

На основі викладеного можна зробити висновок, що обчислені по наявних рядах модулі стоку $\bar{q}$ ($\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) можна картувати.

При картуванні всі величини $\bar{q}$ ($\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) відносяться до геометричних центрів водозборів (рис.4.51).

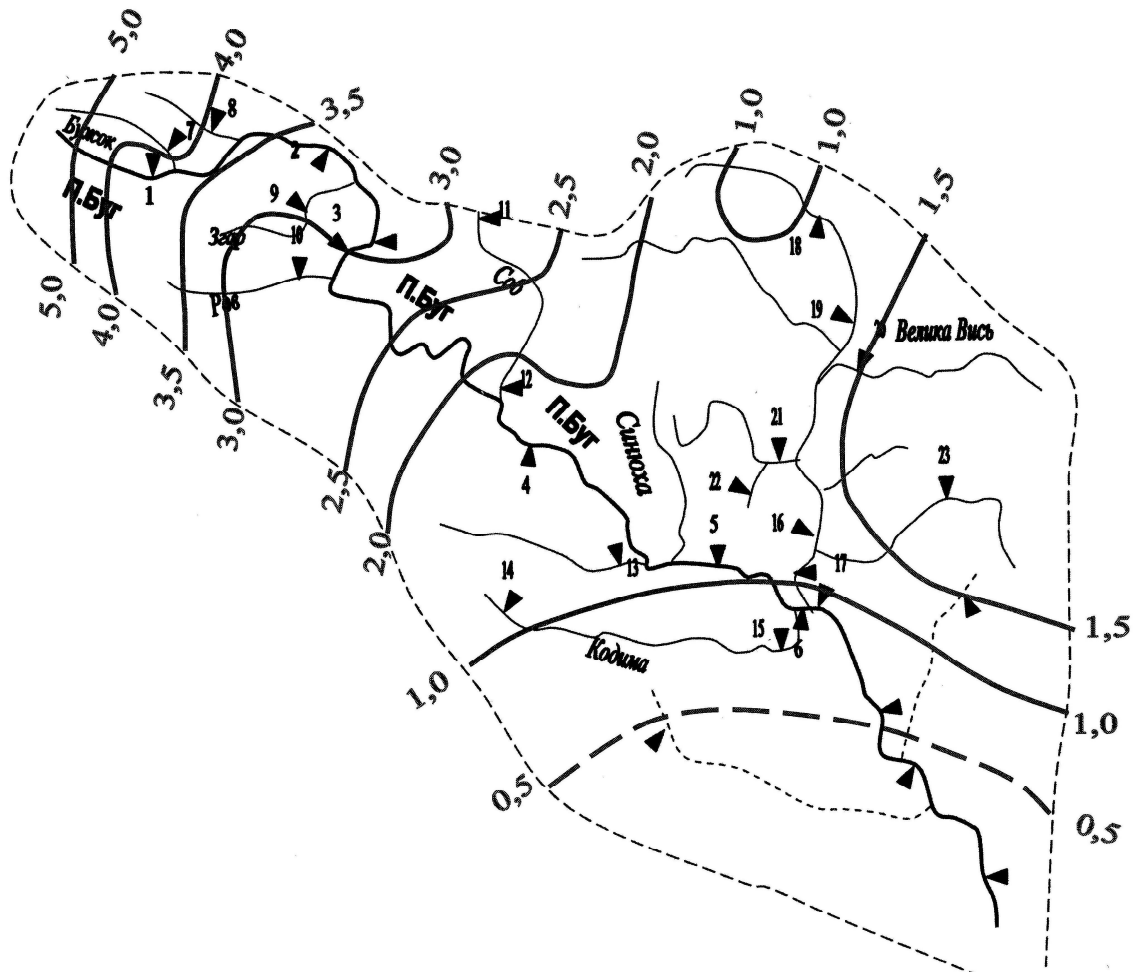


Рисунок 4.51 – Картограмма ізоліній модуля річного стоку в басейні р. Південний Буг, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$

З карти видно, що модулі стоку $\bar{q}$ змінюються у напрямку з північного заходу на південний схід від $5,0 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ до $0,5 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Причому через відсутність даних спостережень у пониззі р.Південний Буг ізолінії $0,5 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ проведені орієнтовно і у подальшому потребують уточнення.

Часова мінливість річного стоку в басейні р.Південний Буг. Картування коефіцієнта варіації здійснено по 24 водозборах. По віднесених до геометричних центрів водозборів коефіцієнтів варіації проведені ізолінії. Карта ізоліній C_v представлена на рис. 4.52.

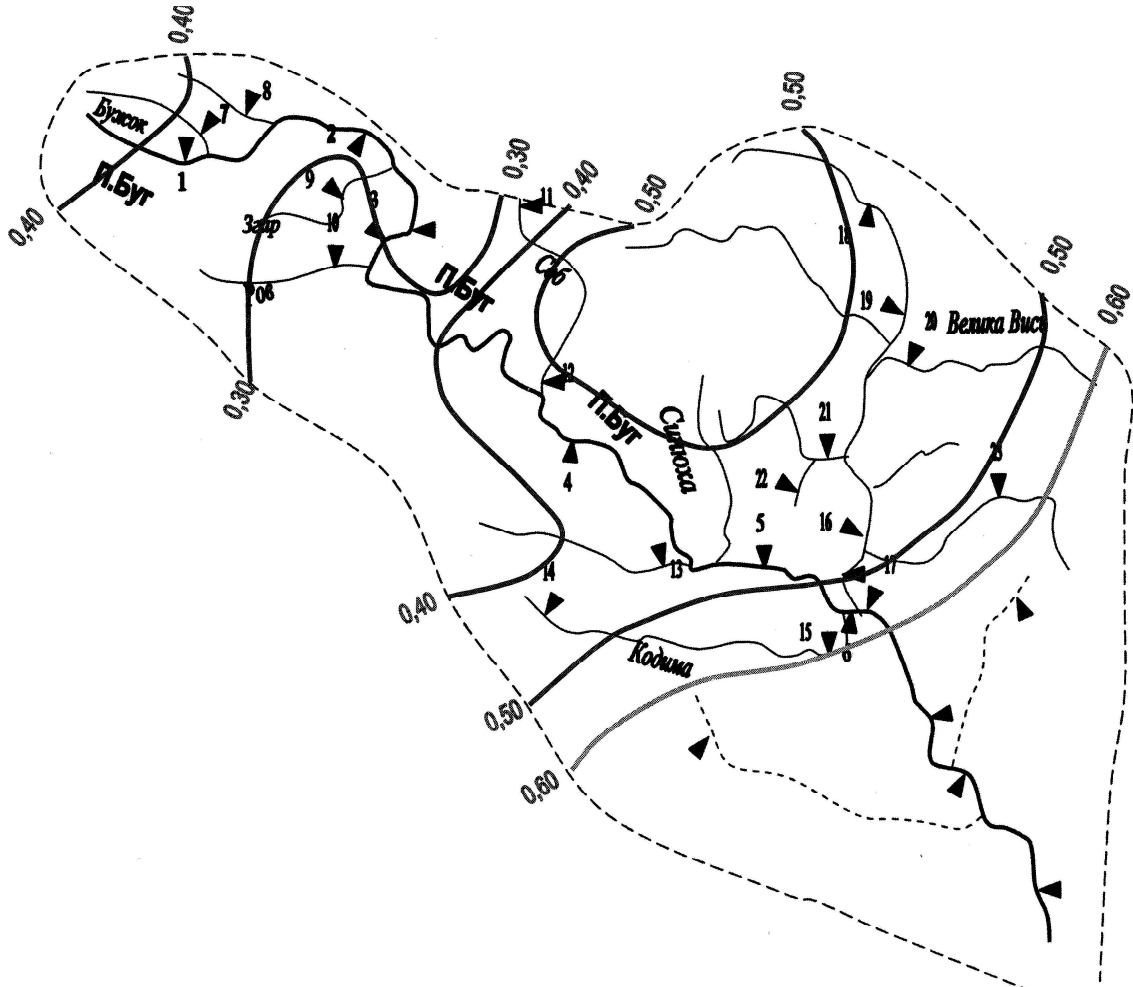


Рисунок 4.52 – Розподіл по території коефіцієнтів варіації річного стоку в басейні р. Південний Буг

Ізолінії по території досліджуваного водозбору проведені через 0,10 и змінюються у напрямку з північного заходу на південний схід від 0,40 до 0,60.

Точність визначення розрахункових характеристик річного стоку в басейні р. Південний Буг

Для реалізації моделі просторового узагальнення норм річного стоку були виконані перевіірочні розрахунки за формулами:

$$\Delta q = \frac{|\bar{q}_p - \bar{q}_\phi|}{q_\phi} \cdot 100\%; \quad (4.139)$$

$$\Delta C_v = \frac{|C_{vp} - C_{v\phi}|}{C_{v\phi}} \cdot 100\% \quad (4.140)$$

Результати перевірки наведені у дод.К. Похибки середньорічних модулів стоку змінюються від 0,45 дм³/(с·км²) до 38,8 дм³/(с·км²). Точність норм стоку знятих з карти дорівнює $\Delta \bar{q} = 10,3\%$.

Для коефіцієнту варіації похибки змінюються від 1,67% до 36,4%. Середнє відхилення дорівнює $\Delta C_v = 12,3\%$.

Точність знятих з карт середньорічних модулів стоку $\bar{q}$ (дм³/(с·км²)) та коефіцієнтів варіації C_v відповідає вимогам СНіП 2.01.14-83 ($\sigma_{\bar{x}} = 5-10\%$; $\sigma_{C_v} = 15\%$). Побудовані карти ізоліній для норм річного стоку і коефіцієнтів варіації можна рекомендувати використовувати для річок басейну р. Південний Буг, на яких відсутні гідрологічні спостереження. Тобто запропоновану методику можна рекомендувати для практичного використання.

4.2.2 Обґрунтування методики та її реалізація для визначення розрахункових характеристик річного стоку в басейнах річок Закарпаття

За період дослідження у Закарпатській області були використані дані по 34 об'єктах. Матеріали спостережень Гідрометслужби за гідрологічним режимом річок охоплюють період від початку спостережень і по 2010 рік включно. Водозбірні площі мають діапазон від 0,28 до 7690 км², їх висотні положення знаходяться у межах від 300 до 1200 м, а тривалість часових рядів має діапазон від 26 до 62 років. Схема розташування гідрологічних постів на території Закарпаття надана на рис.4.53.

Норма стоку гірських річок зазвичай узагальнюється на основі регіональних залежностей стоку від середньої висоти водозборів. Норма річного стоку в

басейні р. Тиса змінюється в діапазоні від 5,1 до 40,8 $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ при висоті водозборів від 200 до 1100 м.

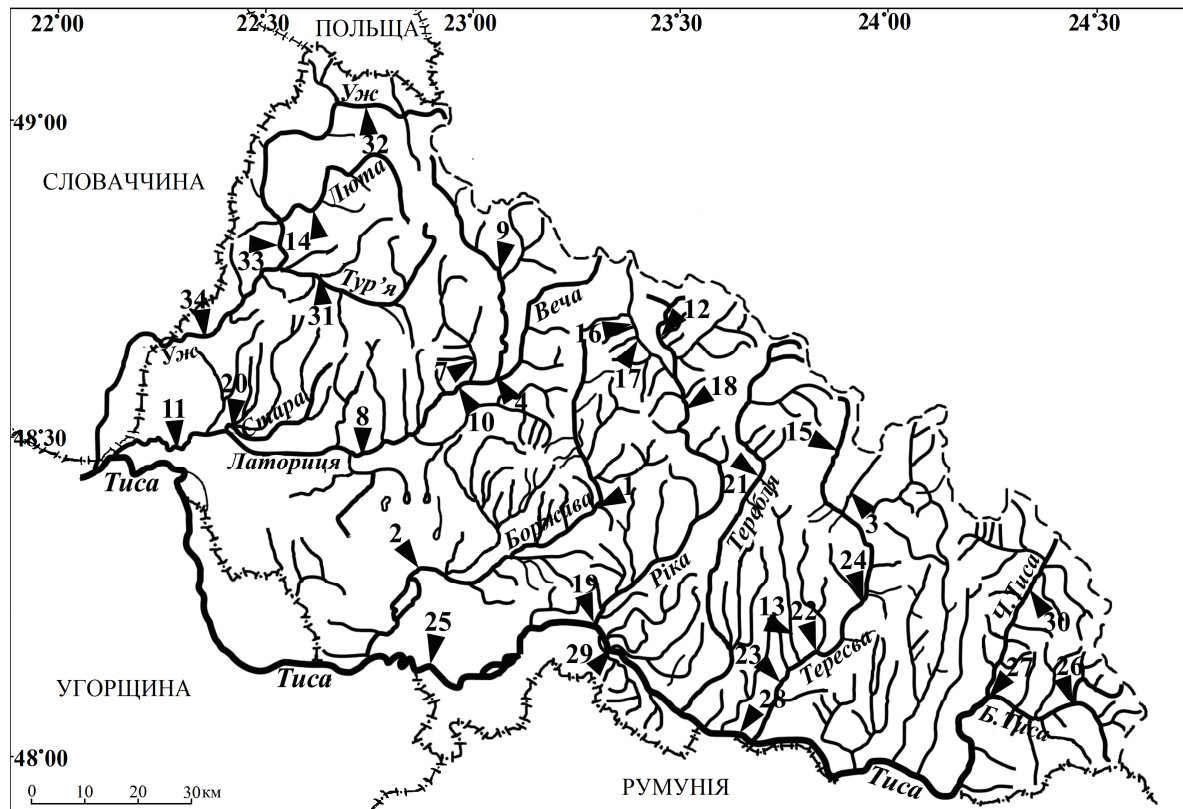


Рисунок 4.53 - Схема розташування гідрологічних постів на території Закарпаття

З метою перевірки відповідності даних за СНіП 2.01.14-83 матеріалам спостережень за стоком річок Закарпаття (станом на 2010 рік), була побудована залежність $\bar{q} = f(\bar{H})$, яка описується задовільно лінійним рівнянням

$$\bar{q} = 0,038(\bar{H} - 1000) + 35,09, \quad (4.141)$$

де $\bar{H} = 1000$ м – умовна висота, до якої приведені вихідні дані по стоку.

За допомогою отриманого лінійного рівняння (4,141) на базі даних спостережень по досліджуваних постах були визначені норми річного стоку на території Закарпаття. Перевірні розрахунки показали, що відхилення розрахун-

кових модулів річного стоку $\bar{q}_{розр}$ від вихідних даних $\bar{q}$ в середньому становить 20,5%, що більше припустимого за СНіП 2.01.14-83.

Таким чином, слід звернути увагу на два суттєвих недоліки (на об'єктах Закарпаття) діючого нормативного документу СНіП 2.01.14-83. По-перше, ним не враховуються зниження норм стоку з невеликих водозборів, по-друге, отримана залежність охоплює лише дані, що відповідають фактично половині території Закарпаття, оскільки величини $\bar{q}$ відносяться до геометричних центрів водозборів, які при картуванні зміщуються в бік верхів'їв річок.

Здійснено перевірку гіпотези про однорідність часових рядів середньорічних модулів стоку в пунктах спостережень на річках Закарпаття за допомогою критеріїв Фішера-Снедекора та Стьюдента.

Отримані результати дозволили зробити висновок, що 19 з 34 часових рядів річного стоку в пунктах спостережень на річках Закарпаття є статистично неоднорідними, а інші 15 – однорідними. Причина порушень неоднорідності в рядах річного стоку скоріше за все пов'язана з їх структурою – наявністю циклічності, тобто, одна половина часових рядів знаходиться переважно у багатоводній фазі, а інша – у маловодній, або навпаки. Особливості коливань річного стоку досліджувались за допомогою різницевого інтегральних кривих та за згладженими часовими рядами.

На рис. 4.54 надається зведений графік для усієї сукупності інтегральних різницевого кривих $\sum_{i=1}^n (k_i - 1)$.

Аналіз суміщених різницевого інтегральних кривих дозволяє виділити маловодну фазу, яка тривала з 1949 р. до 1975 р. Перехід у багатоводну фазу відбувся з 1976 року. Але існує невизначеність щодо закінчення багатоводної фази на різних річках. На деяких з них перехід у маловодну фазу відбувся на початку 80-х років, на інших – на початку 90-х років. У загальному випадку маловодна фаза тривала до 1999 року, після чого знов почався перехід до багатоводної фази. Різна тривалість багатоводної фази, яка розпочалася з 1976 року, обумовлена наявністю трендів різної спрямованості. Аналіз даних

свідчить про відсутність однозначної чітко вираженої тенденції до змін у рядах стоку. З виду різницевого інтегральних кривих витікає, що коливання річного стоку характеризуються синфазністю, а не синхронністю.

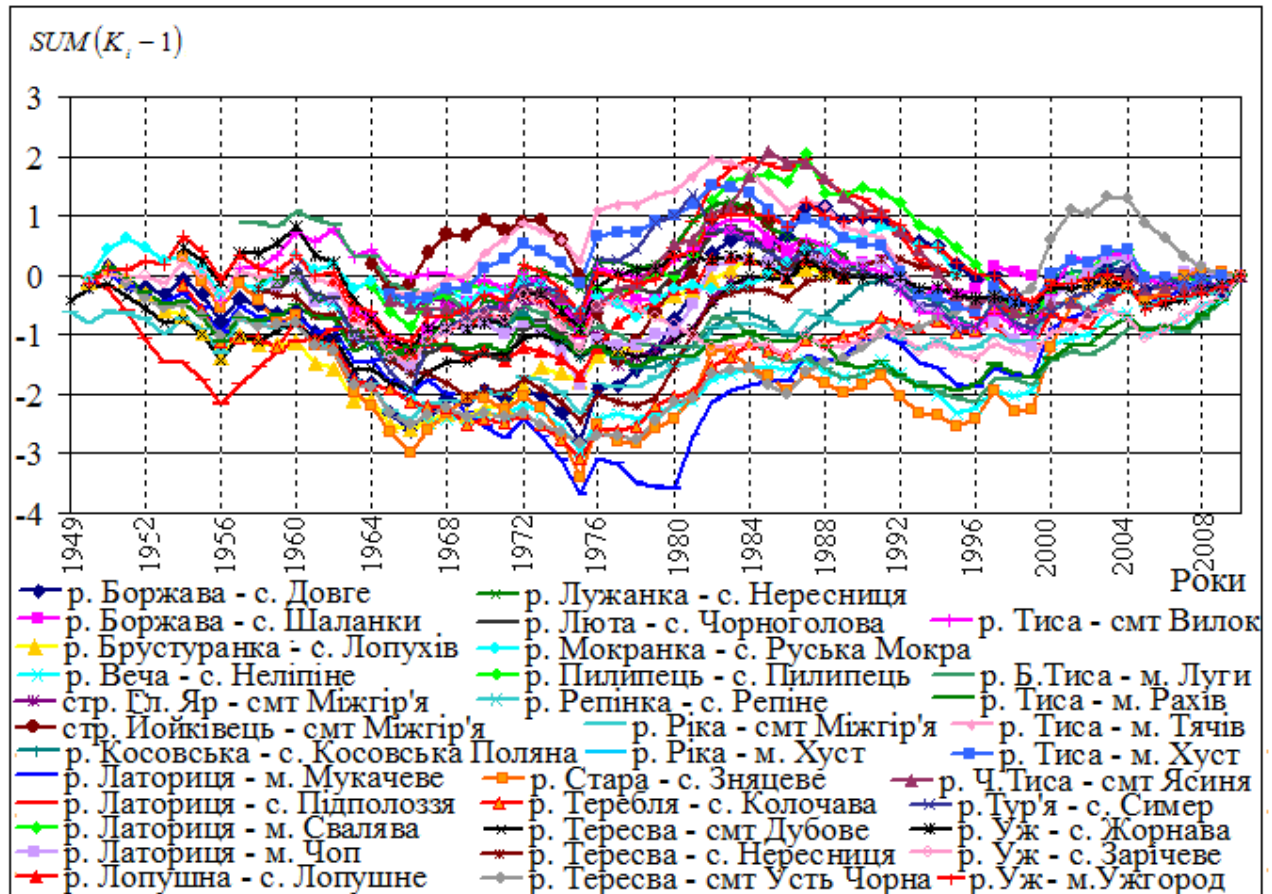


Рисунок 4.54 - Суміщені на регіональному рівні Закарпаття різницеві інтегральні криві річного стоку $\sum_{i=1}^n (K_i - 1)$

Перевірка точності вихідної інформації по річному стоку у Закарпатті знаходиться на рівні 4,1%, що повною мірою відповідає вимогам нормативних документів з розрахункових гідрологічних характеристик.

Оскільки Закарпаття відноситься до гірських територій, нами обґрунтована залежність модулів стоку $\bar{q}$ від середньої висоти річкових водозборів $\bar{H}$ (рис. 4.55).

Як видно з рисунку, досить чітко прослідковується зростання $\bar{q}$ при збільшенні середньої висоти водозборів $\bar{H}$.

Описується залежність рівнянням

$$\bar{q} = 0,026 (\bar{H} - 1000) + \bar{q}_{H=1000} ; \quad r = 0,76 \quad (4.142)$$

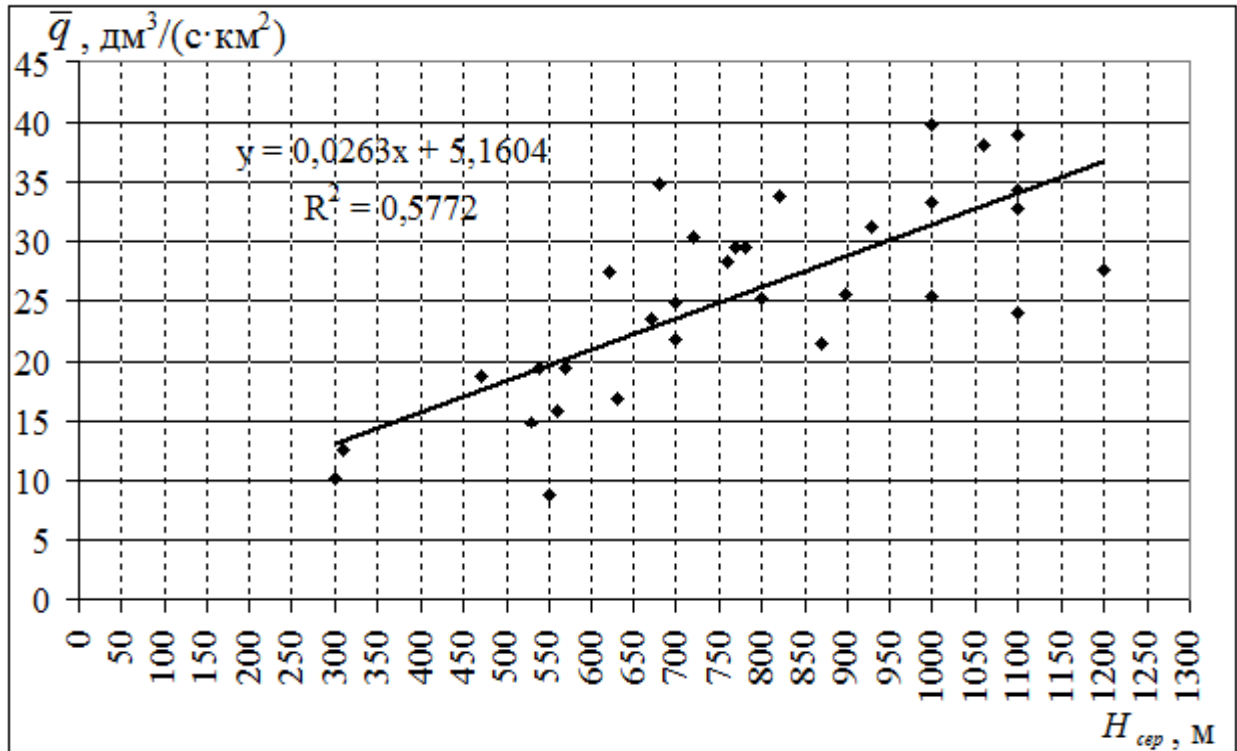


Рисунок 4.55 - Залежність норм річного стоку від висотного положення водозборів річок Закарпаття

Коефіцієнт кореляції r є значущим, таким чином з залежності (4.142) можна записати рівняння (4.143) для коефіцієнта впливу висотного положення водозборів на норму річного стоку у Закарпатті

$$k_H = 1 + 0,83 \times 10^{-3} (\bar{H} - 1000). \quad (4.143)$$

За даними Закарпатської водно-балансової станції встановлена залежність між нормами річного стоку, приведених до умовної висоти водозборів $\bar{H} = 1000$ м і розмірами невеликих річок F (табл. 4.7).

Таблиця 4.7 - Перехідні коефіцієнти зниження норм річного стоку на водозборах з площами $F \leq 20$ км²

F , км ²	0	2	5	10	15	≥ 20
k_F	0,52	0,60	0,76	0,88	0,96	1,0

З урахуванням даних таблиці 1 отримане рівняння

$$\bar{q} = [0,026 (\bar{H} - 1000) + \bar{q}_{H=1000}] k_F, \quad (4.144)$$

Результати виконаних перевірочних розрахунків показали, що відхилення розрахункових модулів стоку $\bar{q}_{розр}$ від вихідних даних змінюється від |0,5|% (р. Тур'я – с. Симер) до |40,5|% (р. Тиса – м. Рахів), а в середньому дорівнюють |15,5|%, що не повною мірою відповідає точності вихідної інформації і вимогам діючих нормативних документів.

Таким чином, щоб методика була корисною для подальшого застосування, необхідно уточнити розрахунковий параметр приведених модулів $\bar{q}_{H=1000}$. На нього можуть впливати такі місцеві фактори як географічне положення річкових водозборів, залісеність, а також розміри водозборів. Щодо розмірів водозборів, то незважаючи на обмеженість спостережень на невеликих водотоках, вдалося виявити від'ємний вплив на річний стік цієї категорії географічної мережі (див.табл.4.7). Для дослідження інших факторів на норму стоку $\bar{q}$ слід виокремити з формули (4.142) приведений модуль стоку $\bar{q}_{H=1000}$ і отримати рівняння

$$\bar{q}_{H=1000} = \bar{q} - 0,026 (\bar{H} - 1000). \quad (4.145)$$

У цьому випадку, приведені до $\bar{H} = 1000$ м модулі стоку $\bar{q}_{H=1000}$ змінюються від 20,6 дм³/(с·км²) (стр. Глибокий Яр – смт Міжгір'я) до 43,0 дм³/(с·км²) (р. Ріка – м. Хуст).

З метою покращення якості рівняння (4.142) при розрахунку норм річного стоку у межах території Закарпаття за відсутності безпосередніх гідрологічних спостережень здійснено картування приведених до умовної висоти місцевості $H_{сер} = 1000$ м модулів стоку $\bar{q}_{H=1000}$ (рис.4.56).

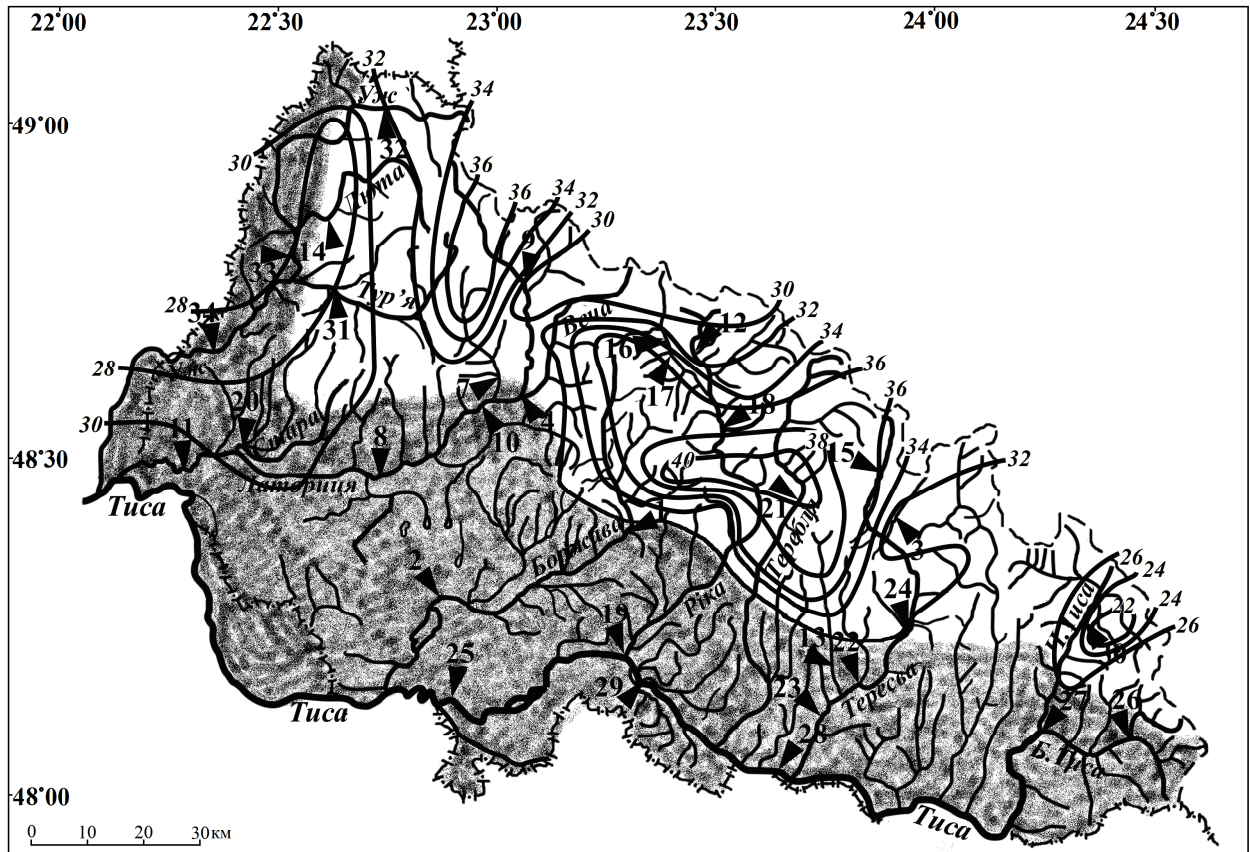


Рисунок 4.56 - Схема норм річного стоку, приведених до умовної висоти

$H_{сер} = 1000$ м: – територія, у межах якої відсутні дані $\bar{q}_{H=1000}$, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$

При побудові карти ізоліній наявні величини приведених модулів стоку $\bar{q}_{H=1000}$ відносились до геометричних центрів водозборів. Ізолінії проведені через $2,0 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Змінюються вони від $22 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ в басейні верхів'їв р. Чорна Тиса до $40 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ – у межиріччі верхів'їв річок Боржави і Ріки.

Суттєвим недоліком отриманої карти розподілу приведених модулів стоку $\bar{q}_{H=1000}$ є те, що побудована вона за даними спостережень гідрографічної мережі, у якій пункти спостережень розміщуються у середній та верхній течії річок, а нижня частина водозборів залишається неосвітленою даними спостережень. Недоліки у розміщенні гідрологічних постів посилюються ще й тим, що

при картуванні норм річного стоку дані ще більше зміщуються у напрямку верхів'їв річок.

Щоб висвітлити усю територію басейну р. Тиси (у межах Закарпаття), нами були залучені до аналізу й річні опади. По території вони змінюються від 810 мм (р. Б.Тиса – м. Луги) до 1250 мм (р. Тересва – с. Нересниця, р. Тереля – с. Колочава).

На рис. 4.57 наводиться залежність між приведеними модулями стоку $\bar{q}_{H=1000}$, $\text{дм}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ і опадами $\bar{X}/1000$, яка описується рівнянням

$$\bar{q}_{H=1000} = 15,7 \left(\frac{\bar{X}}{1000} \right) + 14,7; \quad r=0,36 \quad (4.146)$$

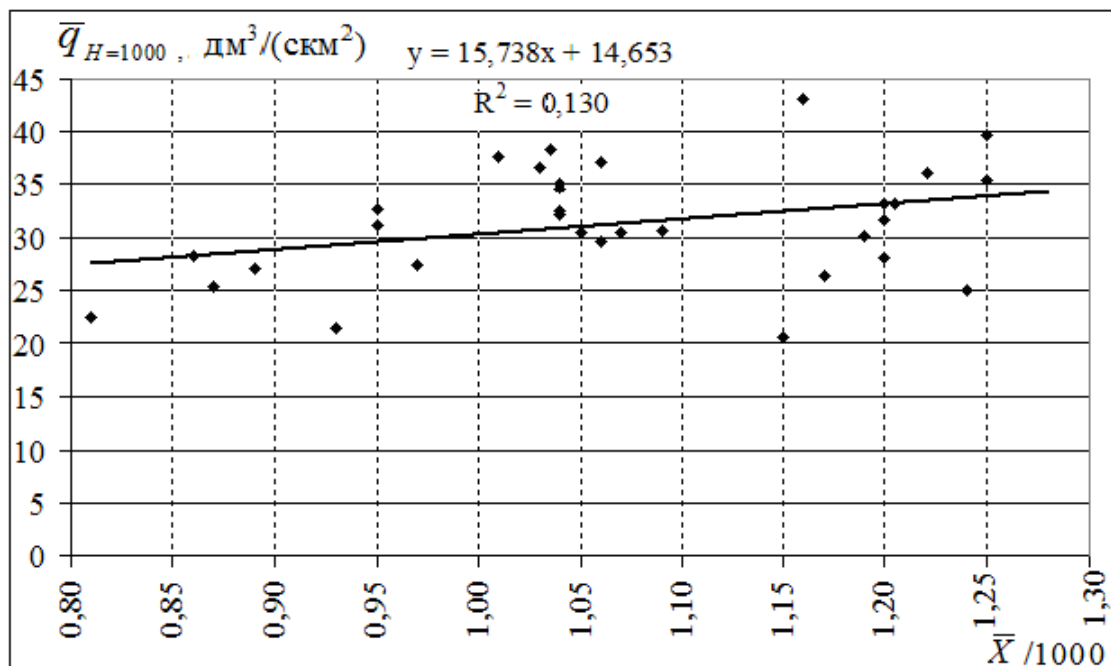


Рисунок 4.57 - Залежність норм річного стоку $\bar{q}_{H=1000}$ на території Закарпаття від величини $\bar{X}/1000$

Коефіцієнт кореляції (0,36) відноситься до значущих при рівні значущості $\rho=5\%$.

За допомогою рівнянь (4.142) і (4.146) отримуємо рівняння

$$\bar{q} = 0,026 (\bar{H} - 1000) + 15,7 (\bar{X}/1000) + 14,7. \quad (4.147)$$

Виконані перевірочні розрахунки з метою можливого використання цього рівняння у практичній діяльності, показали, що відхилення розрахункових модулів $\bar{q}_{розр}$ від вихідних даних змінюється від 13% (р. Тересва – смт Дубове) до 42,6% (р. Тиса – м. Хуст), а в середньому дорівнюють 13,6%, що не відповідає ні точності вихідної інформації ($\sigma_{\bar{q}}=4,1\%$), ні вимогам діючих нормативних документів. Щоб методика була придатною для подальшого застосування, необхідно здійснити уточнення просторового розподілу приведених модулів стоку $\bar{q}_{H=1000}$. За вихідними даними метеорологічних станцій і постів була побудована карта-схема середніх багаторічних опадів $\bar{X}$ (рис. 4.58). За допомогою рівняння (4.146) та карти середніх багаторічних опадів $\bar{X}$ (див.рис.4.58) для відтворення у межах Закарпаття норм річного стоку були додатково визначені величини опадів $\bar{X}$ для 29 пунктів, для яких установлювалися приведені модулі річного стоку $\bar{q}_{H=1000}$ (табл.4.8).

Таблиця 4.8 - Вихідні дані для уточнення карти $\bar{q}_{H=1000}$ (рис. 4.59)

№ з/п	Річні опади $\bar{X}$, мм	$\bar{q}_{H=1000}$, $\text{дм}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$	№ з/п	Річні опади $\bar{X}$, мм	$\bar{q}_{H=1000}$, $\text{дм}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$
1	850	27,8	16	980	30,2
2	1070	31,8	17	1020	30,9
3	1095	32,2	18	920	29,1
4	1080	32,0	19	800	26,9
5	1070	31,8	20	850	27,8
6	1050	31,4	21	895	28,6
7	1140	33,0	22	800	26,9
8	1200	34,0	23	800	26,9
9	1200	34,0	24	1040	31,2
10	1200	34,0	25	940	29,4
11	1200	34,0	26	1040	31,2
12	1200	34,0	27	1100	32,3
13	1100	32,3	28	1100	32,3
14	1050	31,4	29	1200	34,0
15	1100	32,3	-	-	-

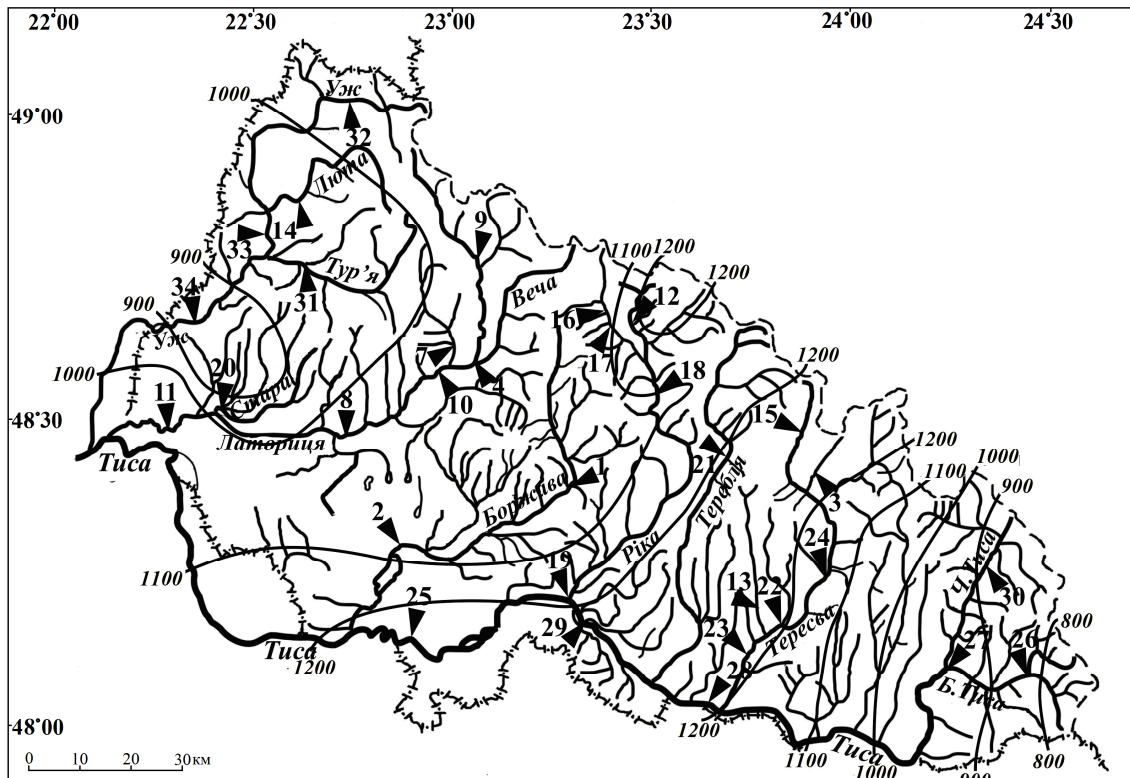


Рисунок 4.58 - Розподіл по території Закарпаття середніх багаторічних опадів $\bar{X}$, мм

Нанесені на карту (рис.59) дані спостережень приведених модулів стоку $\bar{q}_{H=1000}$ і розраховані за рівнянням (4.146) дали змогу побудувати карту приведених модулів стоку $\bar{q}_{H=1000}$, а вже за її допомогою уточнити й модулі стоку $\bar{q}$.

Методика розрахунку норм річного стоку на території Закарпаття полягає у наступному:

1. Для досліджуваних об'єктів, використовуючи карту приведених модулів стоку $\bar{q}_{H=1000}$, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ до умовної середньої висоти водозборів ($\bar{H} = 1000$ м) для окремих басейнів знімаються пошукові величини приведених модулів стоку $\bar{q}_{H=1000}$, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

2. За рівнянням (4.144), підставляючи в нього встановлені за картою приведені модулі стоку $\bar{q}_{H=1000}$, розраховуються норми стоку $\bar{q}$. Для зручності рівняння (4.144) можна представити в редакції

$$\bar{q} = (\bar{q}_{H=1000}) \cdot k_H \cdot k_F. \quad (4.148)$$

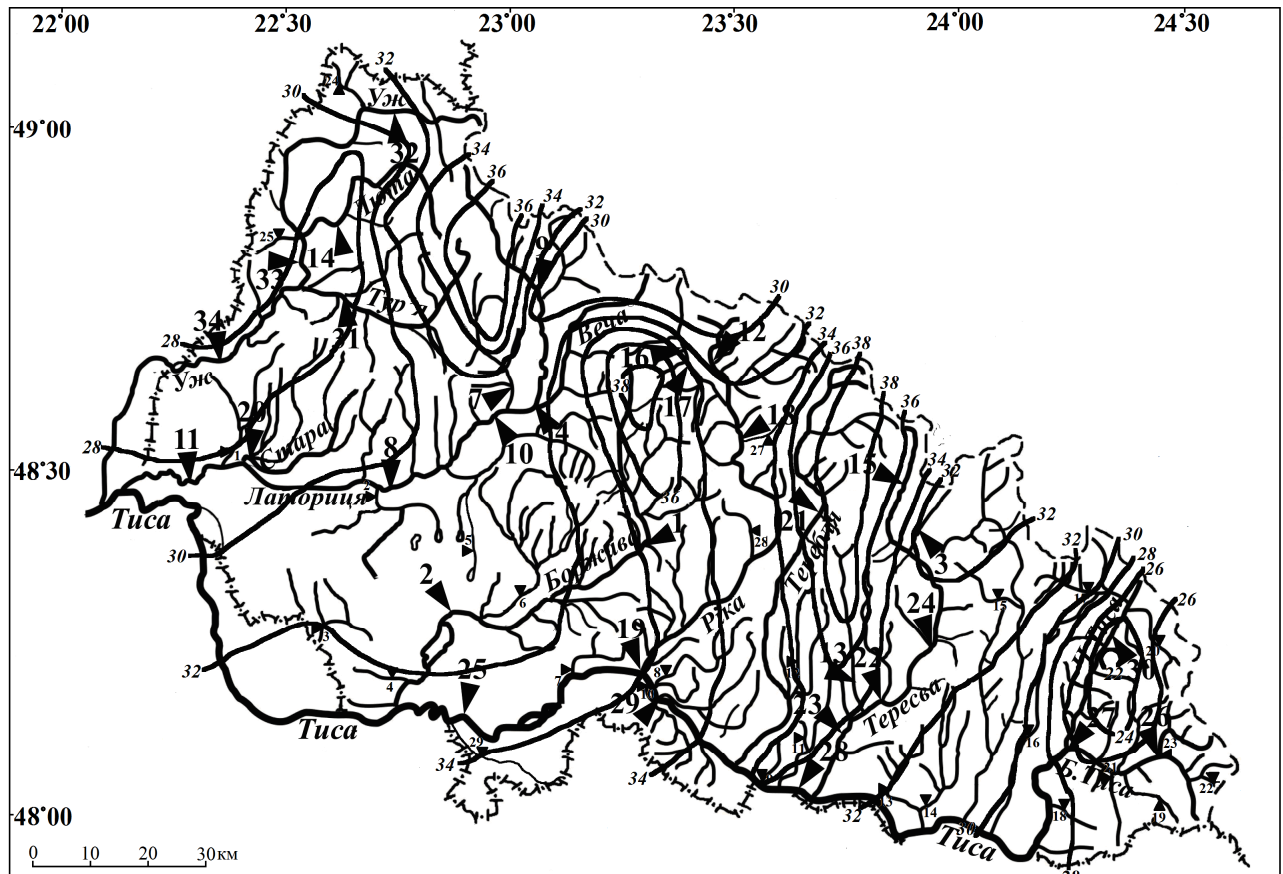


Рисунок 4.59 - Розподіл по території Закарпаття приведених до умовної висоти $H_{сер} = 1000$ м норм річного стоку $\bar{q}_{H=1000}$, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$

Рівняння (4.148) рекомендується для застосування при площах водозборів менше 20 км^2 ($F \leq 20 \text{ км}^2$).

Результати перевірочних розрахунків показали, що відхилення розрахункових модулів стоку $\bar{q}_{розр}$ від вихідних даних коливаються від $-|0,13|\%$ р. Латориця – м. Мукачеве, р. Мокранка – с. Руська-Мокра до $|32,7|\%$ р. Тиса – м. Хуст (при середній величині – $|6,96|\%$, що відповідає точності вихідної інформації по річному стоку у Закарпатті і вимогам чинних нормативних документів). Запропонована методика рекомендована для практичного використання і впроваджена до використання у виробничій діяльності Закарпатського ЦГМ (Акт впровадження від 22.06.2017 р.).

Рівняння (4.148) рекомендується для застосування при площах водозборів менше 20 км^2 ($F \leq 20 \text{ км}^2$).

Результати перевірочних розрахунків показали, що відхилення розрахункових модулів стоку $\bar{q}_{розр}$ від вихідних даних коливаються від $-|0,13|\%$ р. Латориця – м. Мукачеве, р. Мокранка – с. Руська-Мокра до $|32,7|\%$ р. Тиса – м. Хуст (при середній величині $-|6,96|\%$, що відповідає точності вихідної інформації по річному стоку у Закарпатті і вимогам чинних нормативних документів). Запропонована методика рекомендована для практичного використання і впроваджена до використання у виробничій діяльності Закарпатського ЦГМ (Акт впровадження від 22.06.2017 р.).

4.3 Розрахункові характеристики мінімального стоку річок

Розрахункові характеристики мінімального 30-добового стоку теплого і холодного періодів річок Сула, Псел, Ворскла

Для розробки регіональної методики характеристик мінімального стоку водозборів річок Сула, Псел, Ворскла часові ряди мінімального стоку (30-ти добові витрати води теплого і холодного періодів) піддавались статистичній обробці з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності [87]. Ці методи дають практично однакові результати по коефіцієнтах варіації C_v , тому для подальших розрахунків можна використовувати як один, так і другий методи.

Для рядів мінімального стоку 30-ти добових витрат води теплого періоду найменше значення коефіцієнта варіації спостерігається на р.Оржиця – с.Маяківка ($C_v=0,42$), найбільше – на р.Голтва – с.Михнівка ($C_v=1,34$). Коефіцієнт автокореляції $r(1)$ змінюється в межах $0,02-0,70$, а відношення C_s/C_v від $0,4$ (р.Сліпорід – с.Олександрівка) до $4,1$ (р.Ромен-м.Ромни).

У подальшому були використані результати статистичної обробки часових рядів мінімального стоку, обчислених за методом найбільшої правдоподібності. Щодо відношення C_s/C_v , то воно після округлення прийняте на рівні 2,5.

Допустимою похибкою розрахунку середнього для мінімального стоку можна вважати $\pm 15\%$. В іншому разі вихідні ряди потребують подовження. Для теплого періоду в 2 випадках (р.Сула - с.Снятин и р.Голтва –с.Михнівка) похибка розрахунку середнього становить 16 % и 18,4 %, відповідно. Таким чином, ці ряди потребують приведення до тривалого періоду спостережень з використанням річок-аналогів [87]. Згідно СНіП 2.10.14-83, приведення статистичних параметрів розподілу до багаторічного періоду рекомендується здійснювати за допомогою парної або множинної регресії.

Ідея методу приведення параметрів розподілу заснована на синхронності коливань стоку на сусідніх водозборах, однорідних за ландшафтними умовами формування стоку [90, 88]. Величини середніх мінімальних значень стоку коротких рядів приводиться до розрахункового багаторічного періоду. Розрахунковий період вибирається за річками-аналогами, які мають тривалий ряд спостережень, що забезпечує необхідну точність і коливання мінімального стоку, відповідні коливанням його в розрахунковому створі.

Найбільш об'єктивним критерієм при виборі аналога є наявність синхронності коливань мінімальних витрат води або модулів стоку і достатньо надійний кореляційний зв'язок стоку за роки одночасних спостережень водозбору і його аналога. Найбільш поширеним способом приведення коротких рядів є побудова графічних зв'язків величин стоку в двох розглядуваних створах за період сумісних спостережень. Такі графіки дають достатньо наочне уявлення про тісноту зв'язку, обґрунтованість вибору річки-аналога і вигляд залежності.

Приведення статистичних параметрів коротких рядів до тривалого періоду виконано графічним методом з визначенням коефіцієнтів кореляції (r), які є критерієм подібності умов формування стоку річки-аналога і короткого ряду, результати розрахунків представлені в (табл.4.9).

Таблиця 4.9 – Результати приведення часових рядів мінімальних 30-ти добових витрат води теплого періоду за допомогою річок-аналогів

№ поста	Річка-пост	r	До подовження			Після подовження		
			$\bar{Q}$, м ³ /с	C_v	$\sigma_{\bar{Q}}$, %	$\bar{Q}$, м ³ /с	C_v	$\sigma_{\bar{Q}}$, %
3	р.Сула – с.Снятин річка аналог - р.Сула –с.Зеленівка	0,84	4,02	1,03	16	2,69	0,99	14,5
16	р.Голтва–с.Михнівка річка аналог - р.Хорол –м.Миргород	0,79	0,33	1,34	18,4	0,27	1,09	14,9

Для рядів мінімального стоку 30-ти добових витрат води холодного періоду найменше значення коефіцієнта варіації відноситься до р.Оржиця - с.Маяківка ($C_v=0,5$), найбільше –до р.Голтви –с.Михнівка ($C_v=2,0$). Коефіцієнт автокореляції $r(1)$ змінюється в межах 0,09- 0,64, відношення C_s/C_v - від 1,0 (р.Ромен – м Ромни , р.Хорол –м.Миргород) до 5,8 (р.Ворскла –с.Чернетчина). У середньому відношення $C_s/C_v=3.0$.

Для холодного періоду у 15 випадках похибка розрахунку не перевищує допустимої (до 15 %), в 3 випадках (р.Сула - с.Снятин - $\sigma_{\bar{Q}}=17\%$, р.Голтва – с.Михнівка - $\sigma_{\bar{Q}}=20,8\%$ і р.Ворсклиця –с.Березівка становить $\sigma_{\bar{Q}}=15,6\%$),

Приведення статистичних параметрів коротких рядів до тривалого періоду виконано графічним методом. Результати приведення коротких рядів до розрахункового періоду представлені в табл. 4.10.

Розглянуті ряди теплого і холодного періодів за допомогою методу різницьових інтегральних кривих були перевірені на наявність в них циклічних коливань. За цими даними побудовані різницево інтегральні криві, причому на кожному рисунку наводиться крива по посту р.Хорол-м.Миргород, що має найтриваліший ряд спостережень.

Таблиця 4.10 - Результати приведення часових рядів мінімальних 30-ти добових витрат води холодного періоду за допомогою річок-аналогів

№ поста	Річка-пост	r	До подовження			Після подовження		
			$\bar{Q}$, м³/с	C_v	$\sigma_{\bar{Q}}$, %	$\bar{Q}$, м³/с	C_v	$\sigma_{\bar{Q}}$, %
3	р.Сула - с.Снятин річка-аналог - р.Сула -м.Лубни	0,95	6,1	1,34	17,0	6,64	0,74	9,6
14	р.Голтва-с.Михнівка річка-аналог - р.Псел –с.Запсілля	0,70	2,0	2,0	20,8	2,62	0,63	10
17	р.Ворсклиця- с.Березівка річка-аналог - р.Сула -м.Лубни	0,73	0,8	1,21	15,6	0,9	0,74	11,5

Для прикладу наведені подібні різницеві інтегральні криві на рис.4.60, 4.61.

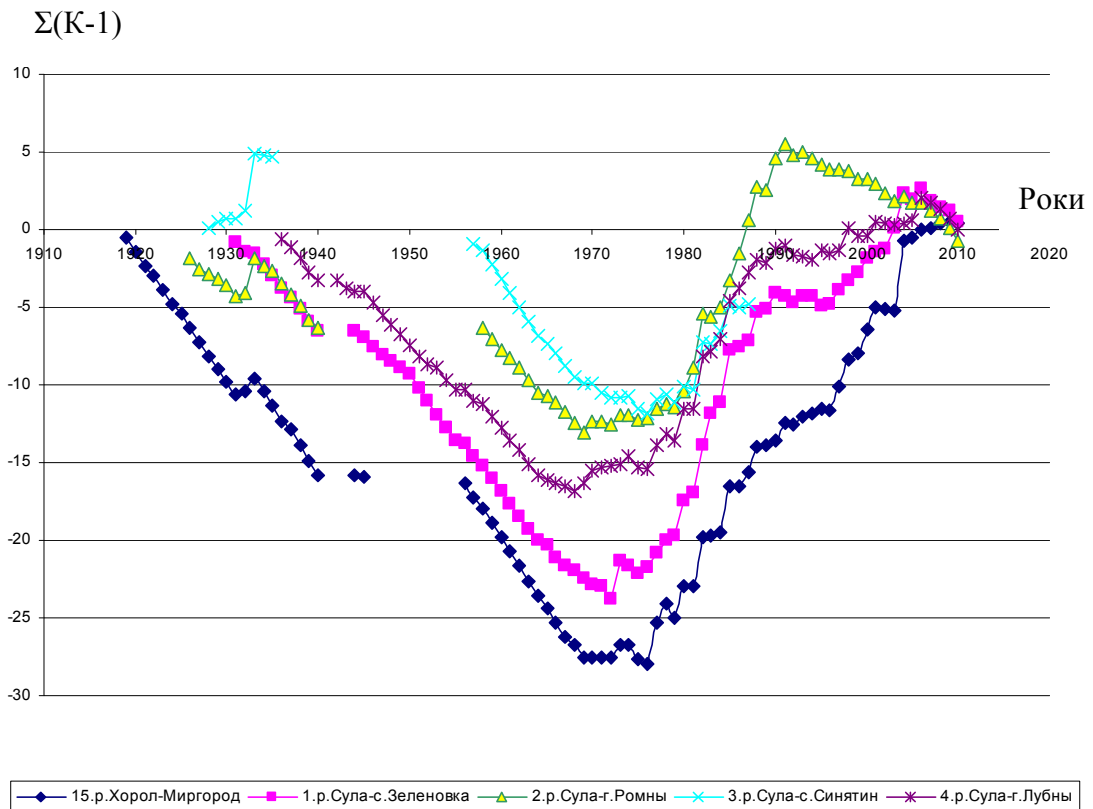


Рисунок 4.60–Різницеви інтегральні криві теплового періоду

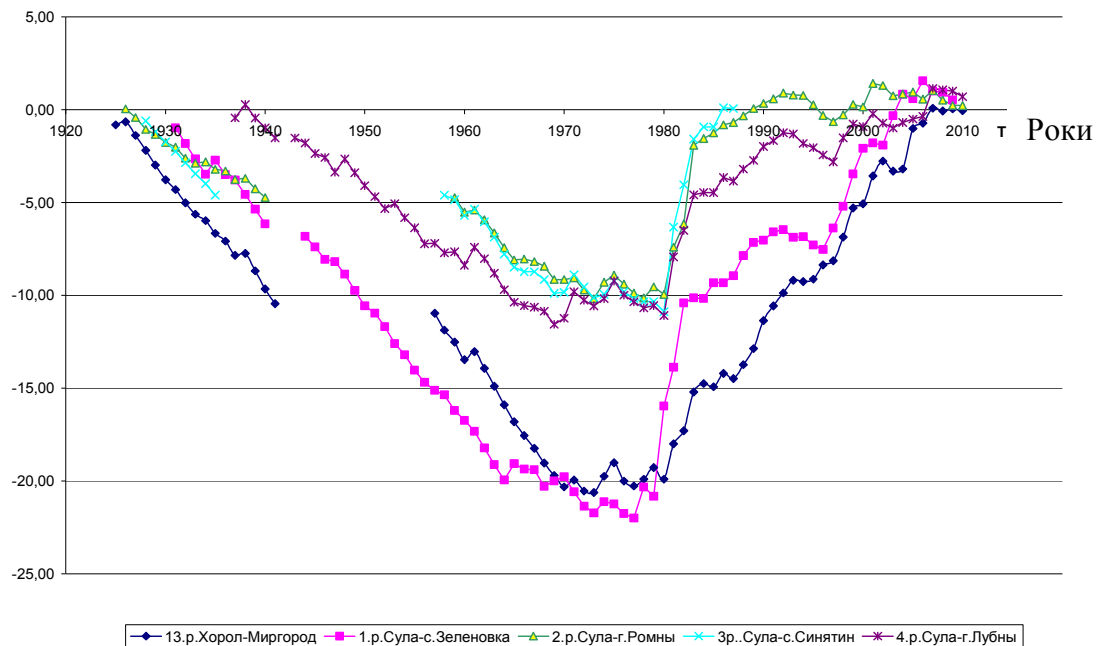
$\Sigma(K-1)$ 

Рисунок 4.61 –Різницеви інтегральні криві холодного періоду

Для теплого періоду можна виділити 1 повний цикл водності (з 1919 по 2010 рр). Для холодного періоду виділяється 1 повний цикл, який спостерігається з 1928 по 2010 рр. Більш короткі цикли можна виділити з 1928 по 1980 рр., з 1981 по 1996 рр. та з 1997 по 2010 рр. Практично всі ряди спостережень зв'язані між собою циклічними коливаннями, деякі відхилення між коливаннями обумовлені різними умовами формування стоку (рельєфом, ґрунтами, гідрологічними умовами). Таким чином, для розрахунку норми мінімального стоку на обраній території можна використовувати весь період спостережень.

Для інженерних розрахунків інтерес представляють мінімальні витрати 75-95 % забезпеченості (для різних водогосподарських потреб). Відповідно до рекомендацій СНіП 2.10.14-83 прийнята за опорну забезпеченість $P=80\%$. За допомогою використання трипараметричного-гама розподілу, і осереднених значень співвідношення C_s/C_v , які дорівнюють 2.5 та 3.0 для теплого і холодного періодів, відповідно, було розраховано модулі мінімального 30-ти добового стоку 80-ти % забезпеченості ($q_{80\%}$). За цими даними побудовані карти мінімального стоку рис. 4.62, 4.63.

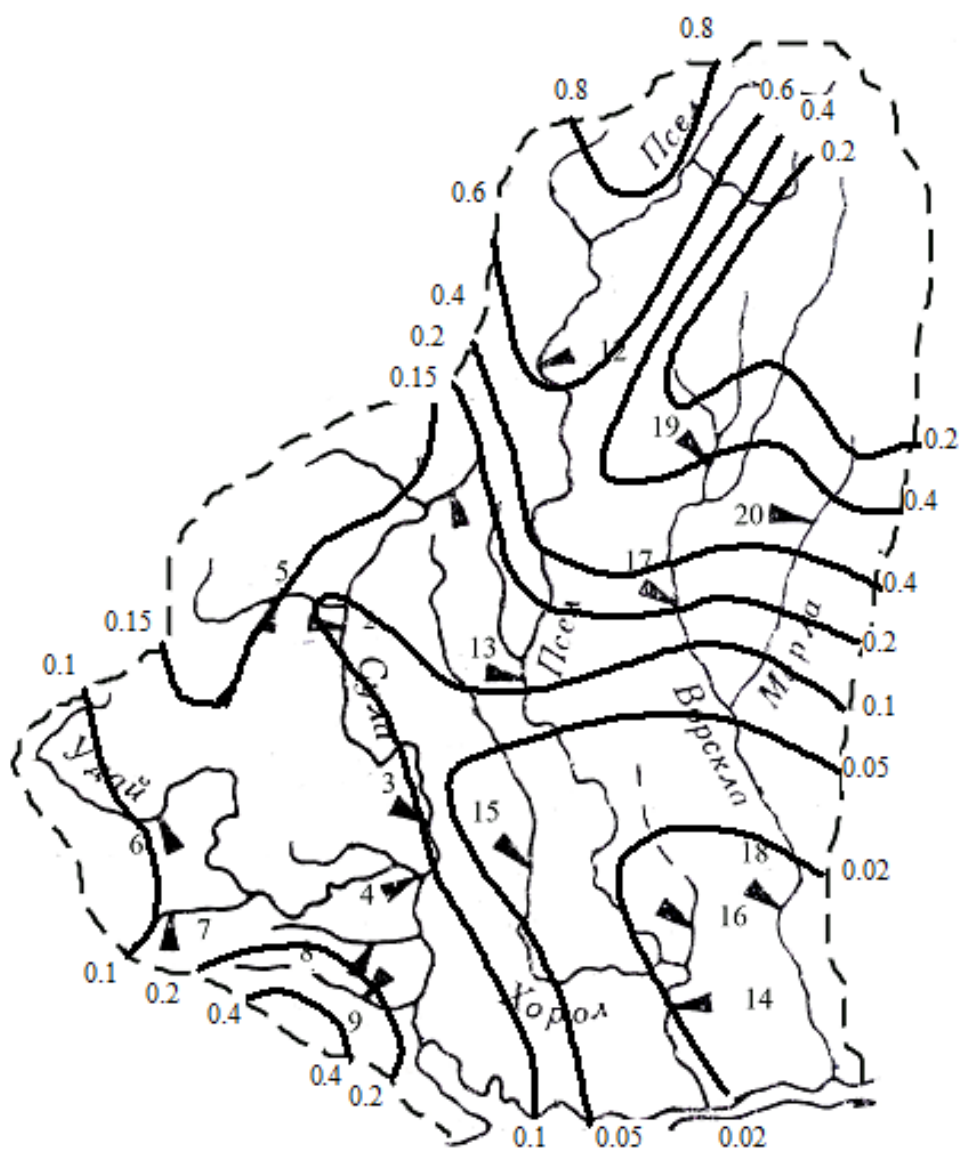


Рисунок 4.62- Розподіл модулів мінімального 30-ти добового стоку 80 %
забезпеченості теплого періоду ($q_{80\%}$)

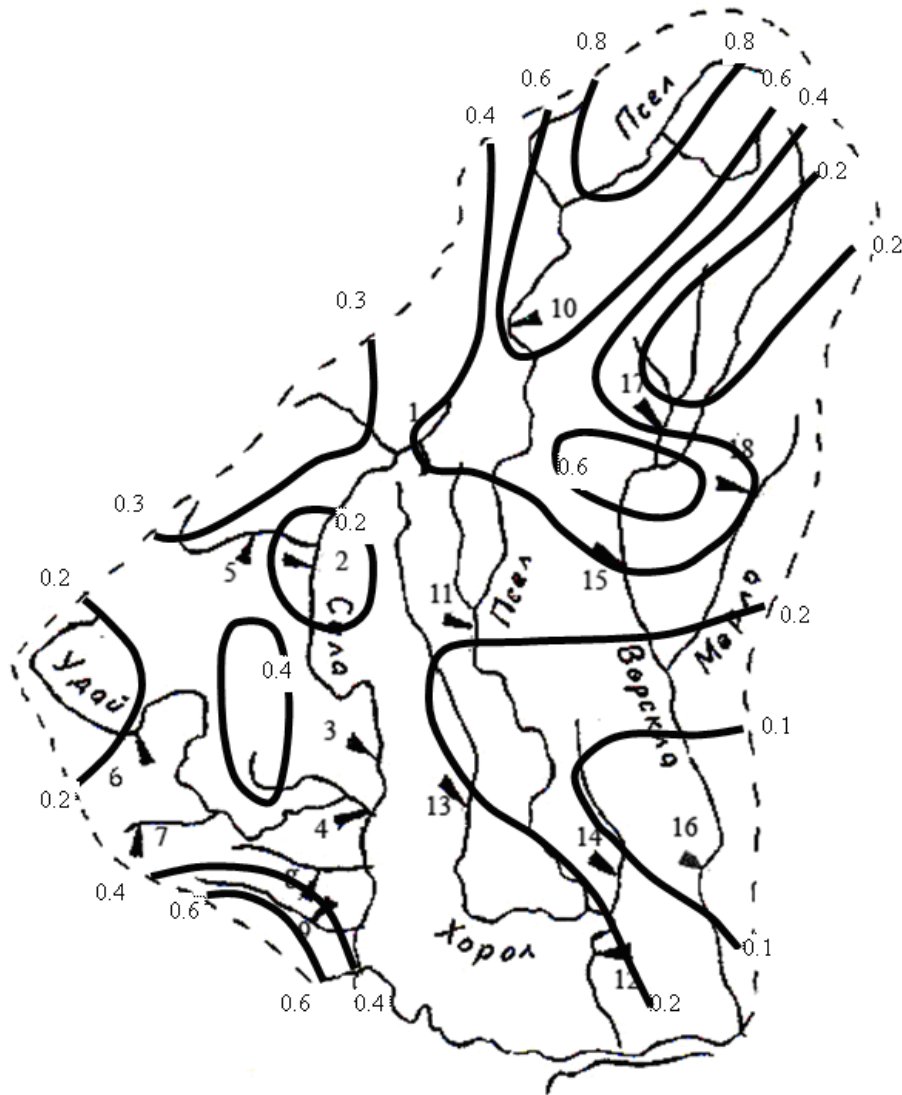


Рисунок 4.63 - Розподіл модулів мінімального 30-ти добового стоку 80 % забезпеченості холодного періоду ($q_{80\%}$)

Ізолінії проведені через $0.2 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, а в окремих випадках, при низькому модулі стоку - через $0.02 - 0.01 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Як видно з рисунків, модулі мінімального стоку змінюються від $0.8-0.6 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ в верхів'ї р.Псел до $0.02 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ в теплий період та $0.1 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ - в холодний період. Мінімальні значення спостерігаються в нижніх частинах басейнів річок Псел, Ворскла.

Погрішність зміни мінімального стоку теплого періоду за територією дорівнює $\bar{\Delta} = \pm 12.6 \%$, для холодного періоду $\bar{\Delta} = \pm 13.0$, що не перевищую допустимих похибок при розрахунку мінімального стоку ($\leq 15 \%$).

Для інженерних розрахунків інтерес представляють мінімальні витрати води 75-95 % забезпеченості (для різних водогосподарських потреб). Опірній, відповідно до рекомендацій СНіП 2.10.14-83, прийнята забезпеченість $P=80\%$. За допомогою використання трипараметричного гама розподілу і осереднених значень співвідношення C_s/C_v , які дорівнюють 2.5 та 3.0 для теплого і холодного періодів, відповідно, було розраховано модулі мінімального 30-ти добового стоку 80 % забезпеченості ($q_{80\%}$).

За цими даними побудовані карти мінімального стоку (рис. 2.43, 2.44). Для теплого періоду ізолінії проведені через $0.2 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, а в окремих випадках, при низькому модулі стоку через $0.02 - 0.01 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Як видно з рисунків, модулі мінімального стоку змінюються від $0.8-0.6 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ в верхів'ї р.Псел до $0.02 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ в теплий період та $0.1 \text{ дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ - в холодний період. Мінімальні значення спостерігаються в нижніх частинах басейнів річок Псел, Ворскла.

Похибки мінімального стоку теплого періоду за територією становлять $\bar{\Delta} = \pm 12.6\%$, для холодного періоду - $\bar{\Delta} = \pm 13.0$, що не перевищують допустимої похибки при розрахунку мінімального стоку ($\sigma_{Q_{\min}} \leq 15\%$).

5 ОБҐРУНТУВАННЯ І УЗАГАЛЬНЕННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ПАРАМЕТРІВ ТА РЕАЛІЗАЦІЯ СУЧАСНИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ПРОГНОЗУ СТОКУ РІЧОК УКРАЇНИ (НА ПРИКЛАДІ Р.ПІВДЕННИЙ БУГ)

5.1 Узагальнення гідрометеорологічних чинників формування весняного водопілля в басейні Південного Бугу

В басейні р. Південний Буг весняне водопілля є вираженою фазою водного режиму, проте в останні роки в умовах змін клімату спостерігається перерозподіл стокоформуючих опадів у часі і просторі та зміна водності річок.

За районуванням рівнинної частини Європейської території «по основним чинникам, формуючим втрати талих вод» (автори Л.К.Вершиніна, О.І.Крестовський та ін. [131]) встановлено основні гідрометеорологічні чинники весняного водопілля в межах виділених районів IV, VI (у тому числі в басейні р. Південний Буг)

$$Y = f[(S + X_{\text{в}}), L, U], \quad (5.1)$$

де S – запаси води в сніговому покриві, мм;

$X_{\text{в}}$ – опади періоду весняного водопілля, мм;

L – глибина промерзання ґрунтів, мм;

U – запаси вологи в ґрунті, мм.

Встановлено [132], що на формування стоку в басейні р. Південний Буг в період весняного водопілля впливають такі гідрометеорологічні фактори, як запаси води в сніговому покриві, опади періоду весняного водопілля та непрямі чинники, що характеризують водопоглинаючу здатність ґрунтів (зволоження та глибина промерзання ґрунтів).

Сніговий покрив. В період весняного водопілля основним джерелом живлення річок є запаси води в сніговому покриві, які накопичилися до початку ве-

сни й опади, що випадають у період танення снігу і потім аж до закінчення водопілля.

Дослідження розподілу снігу на поверхні водозбору показує [131,132], що він має вкрай нерівномірний характер і безперечно залежить від типу підстильної поверхні і метеорологічних умов періоду снігонакопичення в кожному конкретному році.

Різним є співвідношення снігу на відкритих частинах басейну й у лісі. На думку багатьох авторів [9], [131] на початку весни снігу в лісах накопичується більше, ніж у полі. Про це свідчать значення коефіцієнтів снігонакопичення k_n у лісах різноманітної породи в різних фізико-географічних районах [131]. За дослідженнями, отриманими авторами [9], [114], [132]. [133]. [134] значення коефіцієнтів снігонакопичення k_n в лісах різної породи в різних фізико-географічних районах. Значення цих коефіцієнтів для досліджуваних басейнів південно-західній частині лісової зони за даними низки авторів наведені в табл.5.1.

Як видно, значення коефіцієнтів снігонакопичення дуже різні: в хвойних лісах вони менше і змінюються від 1,08 до 1,23, в мішаних - дещо більше (1,16–1,39).

Авторами дослідження побудований зв'язок максимальних запасів води в сніговому покриві у полі та лісі в басейні р. Південний Буг [132]. При цьому було використано дані паралельних снігозйомок 26 метеостанцій (з яких лише 6 здійснюють спостереження за запасами води в сніговому покриві у лісі), рівномірно розміщених по території басейну за період з 1960 по 2015 рр. Зв'язок показав, що снігонакопичення у лісі на 18% більше ніж у полі. Коефіцієнт кореляції при цьому становить 0,76 (рис. 5.1). В середньому для басейну Південного Бугу значення k_n прийнято рівним 1.18.

З урахуванням нерівномірності снігонакопичення на відкритих і залісених ділянках середні зважені значення максимальних запасів води в сніговому покриві (S) на водозборах обчислюються за формулою

$$S = S_n(1 - f_l) + S_n k_l f_l, \quad (5.2)$$

де f_l – залісеність водозборів (у частках від загальної її площі);

k_l – співвідношення снігозапасів у лісі і полі.

Таблиця 5.1 – Значення коефіцієнтів снігонакопичення в лісі, k_l

Район дослідження	Порода лісу				Автор дослідження
	хвойний (вік)			мі-ша-ний	
	20-40 років	40-50 років	50-60 років		
басейн Верхнього Дніпра	1,23	1,16	1,08	1,39	В.В.Салазанов
басейни річок Сож, Верхній Дніпро				1,31	Л.Т.Пашова
басейни річок Березини, Друти				1,13	Л.Т.Пашова
басейн р. Немана				1,13	Е.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова
басейни річок Білорусі	1,15	1,15	1,08	1,16	Е.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова
басейни річок Білорусі				1,12-1,20	П.В. Грун, Ю.Д. Сироткін
басейни річок Білорусі				1,21	А.Б.Крижановська, В.В.Рахманова
басейн р. Дністер				1,29	В.А. Овчарук, А.В. Траскова
басейн р. Південний Буг				1,18	Ж.Р. Шакірзанова, А.О. Казакова

Зважаючи на те, що басейн Південного Бугу характеризується зимовими відлигами, виникає необхідність врахування запасів води у льодяній кірці та запасів, що залишились після відлиги і утворюють додатковий запас вологи до початку весняного танення снігу.

Максимальні запаси води у сніговому покриві перед весняним сніготаненням доцільно включати у прогнозну схему у вигляді модульних коефіцієнтів

$$(k_S)_i = \frac{S_{m_i}}{S_0}, \quad (5.3)$$

де S_{m_i} – значення середніх на водозборі максимальних снігозапасів в i -му році;

S_0 – норма максимальних снігозапасів на водозборі.

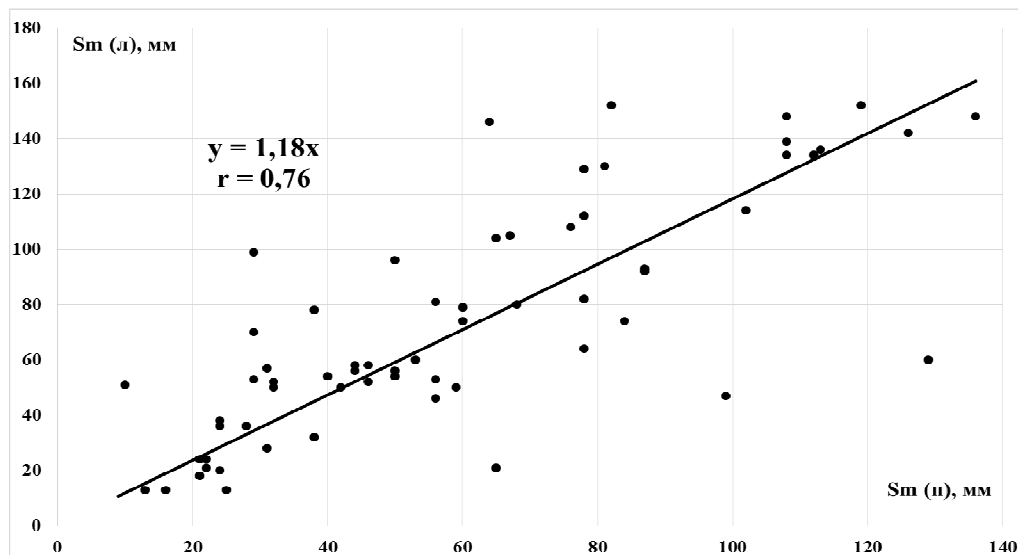


Рисунок 5.1 – Зв'язок максимальних запасів води в сніговому покриві у полі та лісі в басейні р. Південний Буг

Значення максимальних запасів води в сніговому покриві – середніх за багаторічний період спостережень (1960-2015 рр.), змінюються від 50-55 мм у верхній частині басейну Південного Бугу, до 40-45 мм – в центральній і 20-30 мм – на півдні досліджуваної території. Просторовий розподіл середніх багаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві в басейні Південний Буг представлений на рис. 5.2.

Опади. Рідкі опади є прибутковою частиною балансу весняного водопілля. Вони складаються з рідких опадів, що випадають на поверхню снігу, який тане (X_1) та на ґрунт, який звільнився від снігу (X_2).

При розробці методів довгострокових прогнозів елементів весняного водопілля вважають, що опади у період від дати накопичення максимальних сні-

гозапасів до дати сходу снігу (X_1) і поталі води стікають з приблизно однаковими втратами та звично підсумовуються з максимальними запасами води в сніговому покриві і крижаній кірці ($S_m + X_1$).

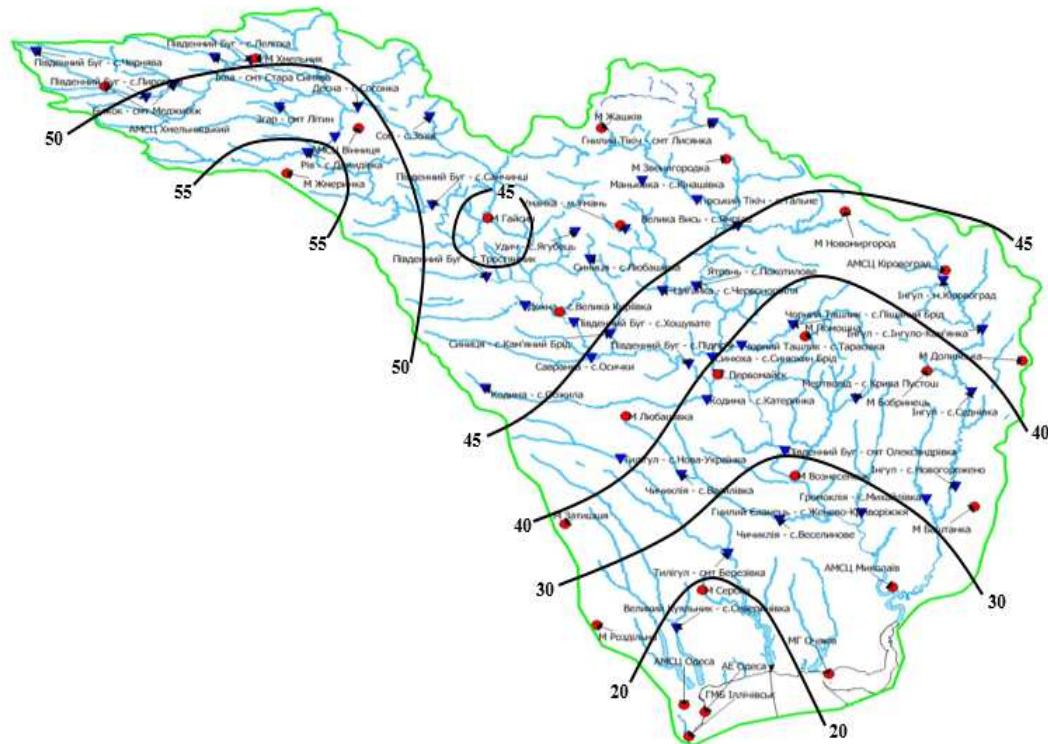


Рисунок 5.2 – Розподіл середніх багаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві, мм

Коефіцієнти стоку від опадів у період після сходу снігу і до кінця водопілля (X_2) не залишаються постійними за рахунок збільшення водопроникності ґрунтів внаслідок їх відтанення. У балансових розрахунках величина опадів X_2 ураховується з деяким коефіцієнтом k , який дорівнює 0,3-0,5 [9], [131].

Розрахунок середніх на водозборі опадів X_1 і X_2 в кожному році ведеться, як середнє їх значення за вимірами в пунктах спостережень. В методах територіальних прогнозів опади доцільно враховувати у вигляді їх модульних коефіцієнтів. В цьому випадку необхідним є визначення середніх багаторічних величин опадів X_{10} та X_{20} .

Для рівнинної частини України (у т.ч. для басейну Південного Бугу) в роботі [135] отримана залежність норм опадів X_{1_0} від середньої тривалості періоду їх підсумовування T_{X_1}

$$X_{1_0} = 0,77 \cdot T_{X_1} + 7, \quad (5.4)$$

в свою чергу T_{X_1} (діб) узагальнено по басейнах

$$T_{X_1} = 2,0(\varphi^\circ - 50) + 28, \quad (5.5)$$

де φ° – географічна широта геометричних центрів водозборів, в долях градусів пн.ш.

Для узагальнення опадів, що випадають після сходу снігу з поверхні водозборів та обумовлюються тривалістю спаду водопіль T_{X_2} (діб) отримана залежність [135]

$$X_{2_0} = 1,09 \cdot T_{X_2} + 3.35, \quad (5.6)$$

а самі значення T_{X_2} можуть бути отримані за розмірами водозборів

$$T_{X_2} = 10 \lg(F + 1), \quad (5.7)$$

де F – площа водозборів, км².

На дати випуску прогнозу шарів стоку води весняного водопілля, встановлених Гідрометцентром України (10,20,28 лютого та дату накопичення максимальних снігозапасів), невідомі фактори – максимальні запаси води у сніговому покриві і опади під час весняного водопілля розраховуються за такою схемою

$$(S_m + X_1^* + X_2^*)_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - fl) + k_{л} S_{ДСП} fl] + \Delta \bar{S} + X_1^* + X_2^*, \quad (5.8)$$

де $S_{ДСП}$ – максимальні запаси води в сніговому покриві (за вимірами у полі), які накопичилися на дату складання прогнозу, мм;

fl – залісеність водозборів, у частках від загальної площі водозбору;

$k_{л}$ – коефіцієнт снігонакопичення у лісі, прийнятий на рівні 1.18;

$\Delta \bar{S}$ – нормальна добавка до максимальних запасів води в сніговому покриві, мм.;

X_1^* – рідкі опади періоду сніготанення, тобто періоду завчасності прогнозу шарів стоку весняного водопілля, мм.;

X_2^* – рідкі опади періоду спаду весняного водопілля (періоду завчасності прогнозу шарів стоку весняного водопілля), мм.

Оскільки довгострокові прогнози кількості як твердих, так і рідких опадів не складаються, то їх необхідно враховувати, орієнтуючись на прогноз погоди. Це стосується і величин нормальної добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві $\Delta \bar{S}$ та кількості опадів X_1^* та X_2^* . Нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві встановлюються за рівнянням [135]

$$\Delta \bar{S} = b + a(\varphi^\circ - 50), \quad (5.9)$$

де φ° – широта метеостанцій, в частках $^\circ$ пн.ш.

Коефіцієнти a і b у формулі визначаються для календарних дат випуску прогнозів шляхом побудови узагальнених залежностей.

Умови введення добавки $\Delta \bar{S}$ і значення коефіцієнтів в рівнянні (5.9), узагальнених для всієї рівнинної території України (у т.ч. для басейну Південного Бугу) наведені у табл. 5.2.

Таблиця 5.2 – Нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві $\Delta\bar{S}$, мм

Умови введення добавки ($\Delta\bar{S}$) в залежності від очікуваної температури повітря в березні	Значення коефіцієнтів рівняння $\Delta\bar{S} = b + a(\varphi^\circ - 50)$	
	a	b
Вище норми	2.14-0.074 D	7.47-0.25 D
Біля норми	3.38-0.109 D	20.4-0.61 D
Нижче норми	3.27-0.086 D	26.8-0.55 D

Умовні позначення до табл.5.2:

D – кількість днів від 1 лютого до ДВІІ;

- – широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках град. пн.ш.

У зв'язку з відсутністю інформації про величини опадів (X_1^* та X_2^*) на період завчасності прогнозу, їх величини можуть бути оцінені:

1) за нормою X_{1_0} або X_{2_0} ;

2) з урахуванням метеорологічного прогнозу, як опади очікуються: вище норми, на рівні норми або нижче норми шляхом введення відповідного коефіцієнту до норм опадів [135]

$$X_1^* = k_1 X_{1_0}, \quad (5.10)$$

$$X_2^* = k_2 X_{2_0}. \quad (5.11)$$

Умови введення коефіцієнтів k_1 , k_2 до норм опадів X_{1_0} і X_{2_0} , їх значення відповідно метеорологічного прогнозу представлені у табл.5.3 та табл.5.4 для рівнинної території України (у т.ч. для басейну Південного Бугу).

Таблиця 5.3 – Коефіцієнти до норм опадів X_{1_0} з урахуванням метеорологічного прогнозу опадів

Умови введення коефіцієнтів до норм опадів X_{1_0}	Коефіцієнти до норм опадів у формулі (5.10)
Опади вище норми: $(X_I > X_{1_0})$	$k_I = 1.83 - 0.055 (\varphi^\circ - 50)$
Опади близькі до норми: $(X_I = X_{1_0})$	$k_I = 0.84 + 0.009 (\varphi^\circ - 50)$
Опади нижче норми: $(X_I < X_{1_0})$	$k_I = 0.29 + 0.029 (\varphi^\circ - 50)$

Таблиця 5.4 – Коефіцієнти до норм опадів X_{2_0} з урахуванням метеорологічного прогнозу опадів

Умови введення коефіцієнтів до норм опадів X_{2_0}	Коефіцієнти до норм опадів у формулі (5.11)
Опади вище норми: $(X_2 > X_{2_0})$	$k_2 = 1.75 - 0.027 (\varphi^\circ - 50)$
Опади близькі до норми: $(X_2 = X_{2_0})$	$k_2 = 0.86 + 0.022 (\varphi^\circ - 50)$
Опади нижче норми: $(X_2 < X_{2_0})$	$k_2 = 0.36 + 0.031 (\varphi^\circ - 50)$

де φ° – широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках град. пн.ш.

Вологість ґрунтів. В роботі для басейну р. Південний Буг здійснено збір даних спостережень за вологістю ґрунтів під озимими культурами в шарі ґрунту 0-100 см з агрометеорологічних щорічників і даних Українського Гідрометцентру, що сформовані в АРМ-агро (станом на 2015 р. за даними 26 метеостанцій).

Проте в просторових методах прогнозу весняного стоку [9,135] може бути використаний і середній річковий модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного (q_{09-01} , $\text{дм}^3/\text{с км}^2$) року, віднесений до його норми (q_{09-01})₀.

В якості індексу передвесняного стану басейну р. Південний Буг була прийнята передпаводкова витрата води або середній місячний річковий стік, в попередній від початку водопілля місяць ($Q_{нс}$, $\text{м}^3/\text{с}$). У вигляді модульного ко-

ефіцієнту, значення $Q_{n\phi}$ відноситься до норми витрати води цього ж місяця $(Q_{n\phi})_0$

$$(k_{q_{n\phi}})_i = \frac{(Q_{n\phi})_i}{(Q_{n\phi})_0}, \quad (5.12)$$

де $(Q_{n\phi})_i$ – середня витрата води i -го місяця перед весняним водопіллям, м³/с.

За відсутності багаторічних даних будуються залежності норм витрат в попередній від початку водопіль місяць від площ водозборів $(Q_i)_0 = f(F)$.

Глибина промерзання ґрунтів. Для розробки методики прогнозу весняного стоку використовують дані за максимальною глибиною промерзання ґрунту наприкінці зими (під озимими), осереднені по водозборах і з урахуванням даних усіх пунктів спостережень, розташованих у їх межах

$$L_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m L_j, \quad (5.13)$$

де L_j – максимальні глибини промерзання ґрунтів по окремих пунктах їх виміру у межах водозбору, см;

m – кількість вимірювальних пунктів глибин промерзання.

У територіальних методах доцільно приймати значення глибин промерзання віднесені до їх норм, тобто

$$(k_L)_i = \frac{L_i}{L_0}, \quad (5.14)$$

де L_i – середнє по водозбору значення максимальної глибини промерзання ґрунту для i -го року, см;

L_0 – норма глибини промерзання на водозборі, см.

В роботі для басейну р. Південний Буг здійснено збір даних по промерзанню ґрунтів станом на 2015 р. за даними 26 метеостанцій.

Розподіл середньобагаторічних максимальних глибин промерзання ґрунтів перед весняним водопіллям в басейнах р. Південний Буг (за період 1966-2015 рр.) представлений на – рис. 5.3, з якого видно, що максимальні глибини промерзання ґрунтів змінюються від 50-45 см в північній частині басейну, до 40-45 мм – в центральній і до 30-35 см – в південних і південно-західних.

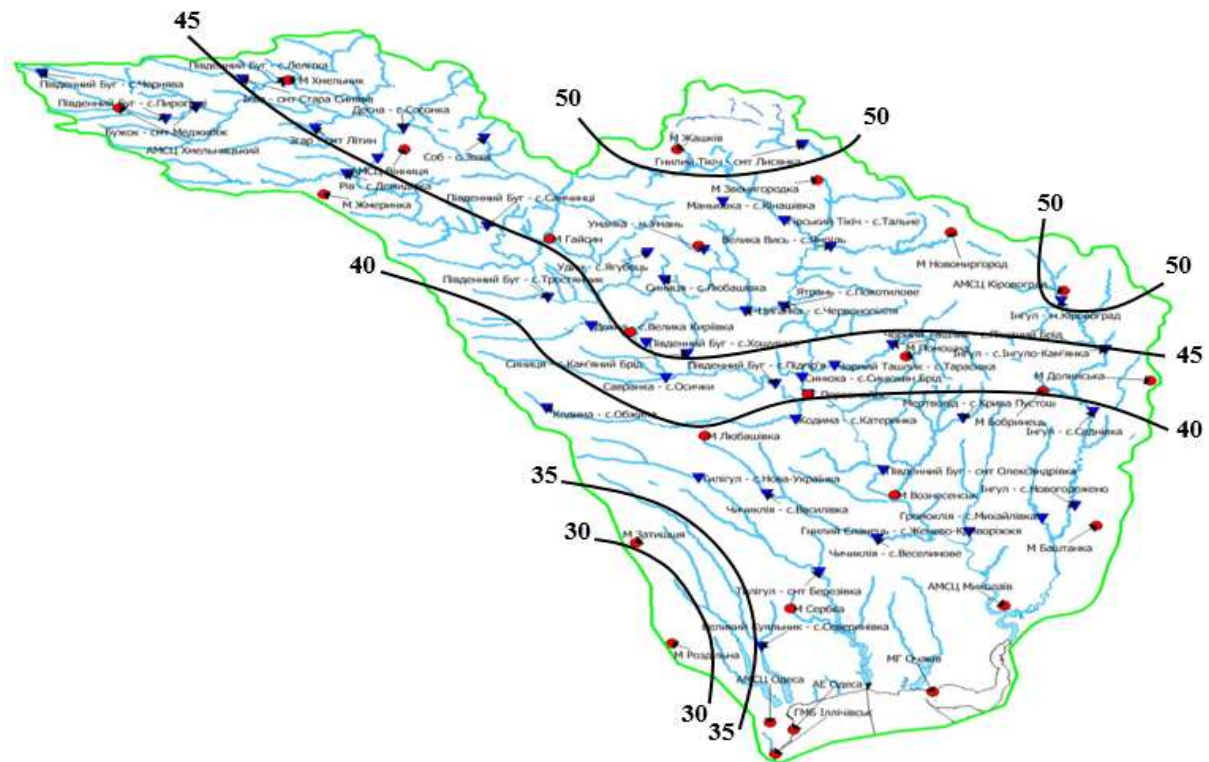


Рисунок 5.3 – Розподіл середньобагаторічних максимальних глибин промерзання ґрунтів в басейнах р. Південний Буг, см

Узагальнення L_0 , розрахованих для кожного пункту спостережень j (по даних на агрометстанціях), може бути виконане в залежності від широтного положення пунктів. У цілому при збільшенні широти, тобто при переході з південних у більш північні райони рівнинної України (у т.ч. в басейні Південного Бугу), глибини промерзання збільшуються у відповідності з рівнянням [135]

$$L_0 = 65,6 + 3,56(\varphi - 50) \quad (5.15)$$

Визначення середньої глибини промерзання та індексів зволоження ґрунтів на водозборі, у тому числі й для басейнів, де даних спостережень стаціонарної мережі недостатньо, можливе на основі щорічно складаних карт ізоліній цих характеристик у даному регіоні.

5.2 Побудова прогностичних рівнянь для встановлення стокових характеристик весняного водопілля річок при використанні дискримінантного аналізу в басейні р. Південний Буг

5.2.1 Побудова прогнозних залежностей шарів весняного стоку

В основу методики прогнозу шарів стоку весняного водопілля покладена модель, яка реалізується для басейну Південного Бугу шляхом побудови залежностей шарів стоку (Y_m) від максимальних запасів води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення (S_m) та суми рідких опадів за період весняного водопілля ($X_1 + X_2$), які представляються у відносних величинах [9], [135]. [136]. [137]

$$\frac{Y_m}{Y_0} = f\left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}\right), \quad (5.16)$$

де Y_m и Y_0 - шари стоку весняного водопілля і їх середньобаторічні значення, мм;

S_m и S_0 - максимальні запаси води в сніговому покриві і їх середньобаторічні величини, мм;

X_1 и X_{1_0} – опади періоду танення снігу і їх середньобаторічні величини, мм;

X_2 и X_{2_0} – опади періоду спаду весняного водопілля і їх середньобаторічні величини, мм.

Такі залежності були побудовані за даними багаторічних спостережень для десяти опорних водозборів річок в басейні Південного Бугу (рис.5.4).

Тіснота цих зв'язків (рис.5.4) така, що не дозволяє одержати однозначну залежність шарів стоку від запасів води в сніговому покриві і весняних опадів, що свідчить про багатofакторність процесу формування стоку весняного водопілля.

Сукупність взаємозалежних змінних, у яких існує однотипність процесу, при визначеному їх сполученні, породжує розбіжності між групами або класами [135].

Для об'єктивної дискримінації угруповань, які виділяються на графіках $\frac{Y_m}{Y_0} = f\left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}\right)$, використовувалася лінійна дискримінантна функція DF у вигляді (5.17). Перевірка надійності обраних вектор-предикторів виконувалась шляхом неодноразової дискримінації груп років (ситуацій), близьких за умовами формування весняного стоку.

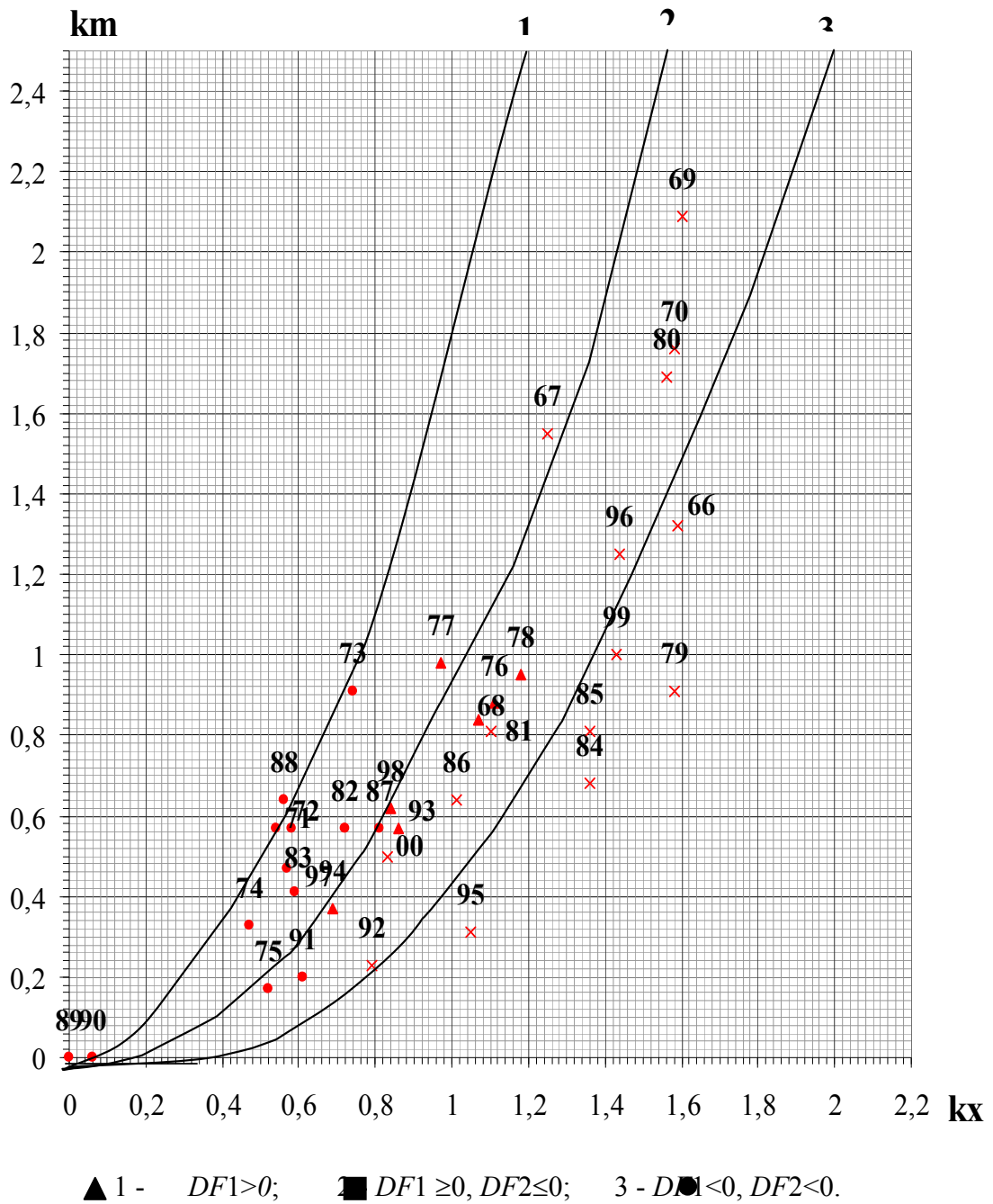


Рисунок 5.4 – Залежність модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля k_y від модульних коефіцієнтів запасів води на басейні k_x для району 1 (дані відносяться до басейну р. Південний Буг – Підгір'я)

При цьому для басейну Південного Бугу були одержані рівняння дискримінантних функцій DF

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Qn6} + a_3 k_L ; \quad (5.17)$$

де $k_x = \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}$ - модульний коефіцієнт максимальних запасів води в

сніговому покриві, які накопичилися на басейні до початку весняного сніготання і весняних опадів;

$k_{Q_{нв}} = Q_{нв} / (Q_{нв})_0$ - індекс зволоження ґрунтів - модульний коефіцієнт середньомісячної (декадної) витрати води перед початком весняного водопілля;

$k_L = L / L_0$ - модульний коефіцієнт максимальної глибини промерзання ґрунтів.

Фактори, які увішли до дискримінантних рівнянь та їх коефіцієнти для басейну Південного Бугу, наведені в табл.5.5.

Таблиця 5.5 – Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля в басейні Південного Бугу

Номер району (підрайону) за рис.2.1	Басейни річок	DF	a_0	a_1	a_2	a_3
10	Південний Буг, Синюха, Чорний Ташлик	DF1	0.05	-29.3	-6.38	17.1
		DF2	-1.62	-15.6	2.53	16.0
11	Інгул, Інгулець, Кодима	DF1	-1.88	-14.4	5.73	6.46
		DF2	0.82	-11.0	5.08	11.0

Для весняних водопіль різного ступеня інтенсивності (враховуючи знак дискримінантних рівнянь) побудовані прогнозні залежності (5.16), які математично можна виразити поліномом 3-ої (або більш високої) степені, тобто

$$\frac{Y_m}{Y_0} = b_0 + b_1 \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} + b_2 \left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} \right)^2 + b_3 \left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} \right)^3, \quad (5.18)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти полінома при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля на річках.

Значення коефіцієнтів прогностичних рівнянь поліному (5.18) з умовами застосування кривих за ознаками DF представлені у табл.5.6.

Таким чином побудовані регіональні прогностні залежності вигляду (5.16) дозволяють по даних снігомірних зйомок та весняних опадах, використовуючи карту S_0 (див.рис.5.2) і середньобогаторічні значення дощових опадів X_{1_0} і X_{2_0} , за знаком дискримінантних рівнянь DF (див.табл.5.5) та прогностними поліномами (див.табл.5.6), з урахуванням районів зі сталими значеннями параметрів прогностної схеми, здійснити прогноз шарів стоку весняного водопілля, виражених в модульни коефіцієнтах

$$k_Y = \frac{Y_m}{Y_0}. \quad (5.19)$$

Таблиця 5.6 – Коефіцієнти прогностичних рівнянь поліномів (5.18) при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля в басейні Південного Бугу

№ району (підрайону) за рис.2.1	Басейн річки	Умови застосування прогностичних кривих за знаком DF	b_0	b_1	b_2	b_3
10	Південний Буг, Синюха, Кодима	$DF1>0$	0.018	0.346	-0.361	2.20
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	$4.23 \cdot 10^{-3}$	0.765	-2.019	2.10
		$DF1<0; DF2<0$	-0.005	0.41	-1.1	0.91
11а	Тясьмін, Велика Вись, Ятрань	$DF1>0$	$2.10 \cdot 10^{-2}$	0.521	-1.43	3.29
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	$-1.0 \cdot 10^{-2}$	0.70	-2.04	1.91
		$DF1<0; DF2<0$	$-1.9 \cdot 10^{-2}$	0.185	-0.28	0.16
11б	Базавлук, Чорний Ташлик, Інгулець, Інгул	$DF1>0$	$2.10 \cdot 10^{-2}$	0.521	-1.43	3.29
		$DF1\leq 0; DF2\geq 0$	$-3.5 \cdot 10^{-2}$	1.02	-2.40	1.79
		$DF1<0; DF2<0$	$-1.4 \cdot 10^{-2}$	0.25	-0.56	0.38

Отримання очікуваних значень шарів стоку весняного водопілля Y_m здійснюється наступним чином

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0, \quad (5.20)$$

де Y_0 – середньобогаторічні значення шарів весняного стоку (мм), які розраховується для кожної конкретної річки за тривалим часовим рядом стокових спостережень на ній, або ж визначаються за карта-схемою розподілу Y_0 по досліджуваній території, у тому числі й для невивчених у гідрологічному відношенні річок.

5.2.2 Реалізація методики територіального прогнозування шарів весняного стоку для не вивчених річок басейну Південного Бугу

Для невивчених у гідрологічному відношенні річок середньобогаторічна величина шарів стоку весняного водопілля у формулі (5.20) визначається за карто-схемою розподілу Y_0 по досліджуваній території для геометричних центрів водозборів. Для басейну Південного Бугу побудовано карта-схему величин Y_0 при виключенні впливу залісеності і заболоченості водозборів (рис.5.5) [135,136].

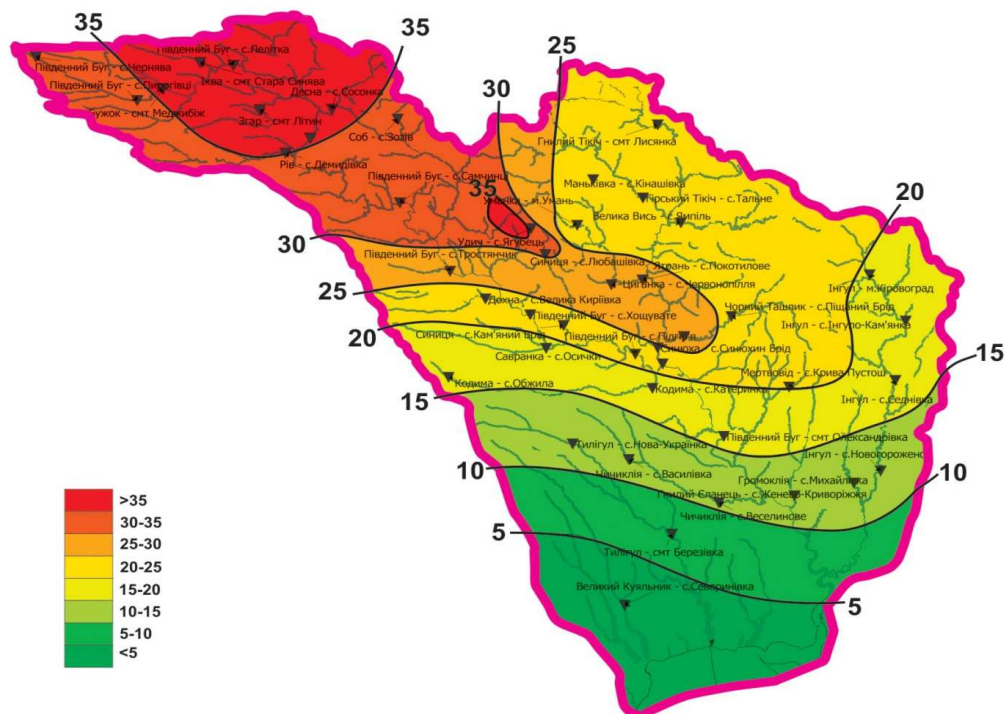


Рисунок 5.5 – Розподіл по території середніх багаторічних величин шарів стоку весняного водопілля в басейні Південного Бугу, мм

Отримати значення Y_0 , використовуючи карта-схему, можна за рівнянням

$$Y_0 = (Y_0)_{\text{карт}} \cdot k_{\text{л}} k_{\text{б}}. \quad (5.21)$$

де $(Y_0)_{\text{карт}}$ – значення середньобагаторічних шарів весняного стоку, зняті з карта-схеми (див.рис. 5.5) для геометричних центрів водозборів.

Коефіцієнти впливу заболоченості і залісеності на середньобагаторічні величини шарів стоку отримуються за рівняннями

$$k_{\text{б}} = 1 - 0.081 \cdot \lg(f_{\text{б}} + 1); \quad (5.22)$$

$$k_{\text{л}} = 1 + 0.070 \cdot \lg(f_{\text{л}} + 1). \quad (5.23)$$

Слід відзначити, що у прогностній методиці прийняті значення Y_0 як середньобагаторічні за період з початку стокових спостережень на річці до 2000 р.

5.2.3 Обґрунтування прогностних залежностей максимальних витрат води весняного водопілля

Для прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Південного Бугу, як і для шарів стоку, використовується методика побудови регіональних залежностей максимального весняного модуля (q_m) від максимальних запасів води в сніговому покриві (S_m) і суми рідких опадів періоду весняного танення снігу (X_1), виражених в модульних коефіцієнтах, тобто [9], [135], [136]

$$\frac{q_m}{q_0} = f\left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}}\right) \quad (5.24)$$

де q_m і q_0 – максимальний модуль весняного водопілля і його середньобагаторічна величина, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

S_m і S_0 – максимальний запас води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення і його середньо багаторічна величина, мм;

X_1 і X_{1_0} – рідкі опади періоду весняного сніготанення і їх середньобагаторічна величина, мм.

Як і для шарів стоку весняного водопілля, залежності не досить тісні. Уточнення зв'язків можна досягти за рахунок урахування угруповань даних, утворюючих декілька окремих залежностей, які відповідають високим, середнім або низьким максимумам водопіль на річках розглядуваної території.

Для узагальнення прогнозних кривих $\frac{q_m}{q_0} = f\left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}}\right)$ в залежності від

дружності весняних процесів і передвесняного стану басейнів була використана, як і для шарів весняного стоку, дискримінантна модель.

Для розрахунку дискримінантної функції до вектор-предиктора DF були віднесені тіж самі чинники весняного водопілля, як і для шарів стоку.

В табл.5.7 надані дискримінантні рівняння і перелік факторів весняного водопілля (у відносних величинах), які увійшли до вектор-предиктору дискримінантної функції, отриманих для різних басейну розглядуваної території.

Побудовані за знаком дискримінантних функцій прогнозні залежності, як і при прогнозі шарів стоку весняного водопілля, описуються поліномом третьої (іноді вищої) степені, тобто

$$\frac{q_m}{q_0} = b_0 + b_1 \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} + b_2 \left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} \right)^2 + b_3 \left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} \right)^3, \quad (5.25)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти поліному при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля.

Коефіцієнти поліномів з умовами застосування кривих за ознаками $DF1$ і $DF2$ для різних річкових систем у межах однорідних районів надані у табл. 5.8.

Таблиця 5.7 – Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Південного Бугу

Номер району (підрайону) за рис.2.1	Басейни річок	DF	a_0	a_1	a_2	a_3
$DF = a_0 + a_1 \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}} + a_2 \frac{Q_{n\phi}}{(Q_{n\phi})_0} + a_3 \frac{L}{L_0}$						
10	Південний Буг, Синюха	$DF1$	-0.18	-4.17	-7.60	11.6
		$DF2$	-1.51	-5.63	1.35	5.40
11a	Чорний Ташлик, Тясьмін, Базавлук, Інгул до м.Кіровоград, Інгулець до с.Олександростепанівка	$DF1$	1.07	-13.4	-1.97	13.7
		$DF2$	-2.77	-12.5	-5.74	21.4
11б	Кодима, Інгул нижче м.Кіровоград, Інгулець нижче с.Олександростепанівка	$DF1$	-0.24	-9.37	3.84	4.30
		$DF2$	-2.77	-12.5	-5.74	21.4

Перехід від k_q до очікуваних значень максимальних модулів весняного водопілля q_m , $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ такий

$$q_m = k_q \cdot q_0 \quad (5.26)$$

або до прогнозних максимальних витрат води, $\text{м}^3/\text{с}$ –

$$Q_m = k_q \cdot q_0 \cdot F. \quad (5.27)$$

де F – площа водозборів, км^2 ;

q_0 – середньо багаторічна величина максимального модуля водопілля, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Таблиця 5.8 – Коефіцієнти поліномів при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Південного Бугу

Номер району (підрайону) за рис.2.1	Басейни річок	Умови застосування прогнозних кривих за знаком DF	b_0	b_1	b_2	b_3
10	Південний Буг, Синюха	$DF1 > 0$	0.018	0.14	0.89	-0.13
		$DF1 \leq 0$; $DF2 \geq 0$	0.035	-0.11	0.67	-0.13
		$DF1 < 0$; $DF2 < 0$	0.024	-0.13	0.38	-0.057
11а	Чорний Ташлик, Тясьмін, Базавлук, Інгул до м.Кіровоград, Інгулець до с.Олександростепанівка	$DF1 > 0$	0.11	-1.07	3.10	-0.70
		$DF1 \leq 0$; $DF2 \geq 0$	0.035	-0.11	0.67	-0.13
		$DF1 < 0$; $DF2 < 0$	-0.0017	0.12	-0.049	0.047
11б	Кодима, Інгул нижче м.Кіровоград, Інгулець нижче с.Олександростепанівка	$DF1 > 0$	$5.5 \cdot 10^{-2}$	-0.15	1.16	0.77
		$DF1 \leq 0$; $DF2 \geq 0$	0.035	-0.111	0.69	-0.13
		$DF1 < 0$; $DF2 < 0$	$0.14 \cdot 10^{-2}$	0.27	-0.18	0.10

За наявності гідрологічних спостережень для кожної конкретної річки величина q_0 розраховується за часовим гідрологічним рядом як

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{m_i}}{nF}, \quad (5.28)$$

де Q_{m_i} - максимальні витрати води водопілля i -х років за період спостережень n .

В методиці довгострокових прогнозів середньобаторічні значення максимальних витрат води весняного водопілля річок використовувалися як осереднені за період з початку стокових спостережень по 2000 р.

5.2.4 Реалізація методики територіального прогнозування максимальних витрат води весняного стоку для не вивчених річок басейну Південного Бугу

За відсутності даних стокових спостережень середньобаторічне значення q_0 визначається за моделлю редуційного типового гідрографа водопілля у вигляді рівняння [138]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (5.29)$$

де q_0 – середньобаторічний модуль максимального стоку, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

q'_0 – середньобаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

$\psi(t_p / T_0)$ - 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.

Визначення параметрів розрахункової схеми (5.59) виконується відповідно рекомендаціям.

В рамках типових гідрографів

$$q'_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_o} Y_o, \quad (5.30)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі;

T_o – тривалість схилового припливу, год;

Y_o – середній багаторічний шар стоку, мм.

Для розрахунку трансформаційної функції Є.Д.Гопченком [10] обґрунтовані рівняння:

а) при $0 < t_p < T_o$

$$\psi(t_p / T_o) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_o} \right)^n; \quad (5.31)$$

б) при $t_p \geq T_o$

$$\psi(t_p / T_o) = \frac{n}{n+1} \frac{T_o}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_o}{t_p} \right)^m \right]; \quad (5.32)$$

в) при $t_p / T_o = 0$

$$\psi(t_p / T_o) = 1,0, \quad (5.33)$$

де t_p – тривалість руслового добігання, год;

m – показник степені у рівнянні кривої ізохрон, $m = 1.0$;

$n = 0.2$.

Розрахунок тривалості руслового добігання t_p здійснюється за формулою

$$t_p = L / V_{\partial}, \quad (5.34)$$

де L – гідрографічна довжина водотоку (відстань від найдалшої точки водозбору), км;

V_{∂} – швидкість добігання, км/год.

Для визначення швидкості добігання використовується формула

$$V_{\partial} = a_2 \cdot F^{\alpha_2} \cdot I^{0,33}, \quad (5.35)$$

де a_2 – швидкісний параметр, приймається за табл.5.9;

α_2 – параметр, який також визначається за табл.5.9;

I – середньозважений ухил річки, ‰.

Таблиця 5.9 – Значення параметрів a_2 і α_2

Географічна зона	a_2	α_2
Лісостепова	1.51	0.17
Степова	1.19	0.14

Якщо дані про середньозважені ухили річок відсутні, то їх можна визначити в залежності від площ водозборів

$$I = f(F). \quad (5.36)$$

За відсутності даних про гідрографічну довжину водотоку також пропонується її визначення по залежностях вигляду

$$L = f(F). \quad (5.37)$$

Для урахування впливу на максимальний стік весняного водопілля озер і водосховищ в (5.59), рекомендується використовувати формулу СНіП 2.01.14-83 [139]

$$r = 1/(1 + Cf'_{oz}), \quad (5.38)$$

де f'_{oz} – середньозважена озерність;

C – емпіричний коефіцієнт, який визначається величиною Y_0 за табл.5.10.

Таблиця 5.10 – Значення коефіцієнта C

Y_0 , мм	>100	99-50	49-20	<20
C	0.2	0.25	0.35	0.40

Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F можна визначити

$$\varepsilon_F = (q_o / q'_o) / [\psi(t_p / T_o)] \cdot r, \quad (5.39)$$

а потім узагальнити в залежності від розмірів водозборів, наприклад, для рівнинних річок України (у т.ч. для басейну Південного Бугу) у вигляді

$$\varepsilon_F = e^{-0,18 \cdot \lg(F+1)}. \quad (5.40)$$

Обґрунтування параметрів базової розрахункової величини q'_o в (5.59) може бути виконане через визначення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$, тривалості схилового припливу T_o і шару стоку Y_o , які відповідають середнім багаторічним значенням.

Значення $(n+1)/n$ для басейнів рівнинних річок України можна прийняти на рівні 8.0. Норма шару весняного стоку Y_o може бути визначена за картою її розподілу по території (див.рис.5.5) з введенням до знятих з карти значень норм шарів стоку поправочних коефіцієнтів на залісеність $k_{\text{л}}$ та заболоченість $k_{\text{б}}$ басейнів, які можуть бути отриманими за формулами (5.22) і (5.23).

Аналогічним способом виконується в методиці обчислення тривалості схилового припливу тало-дощових вод на водозборах. З цією метою території рівнинної України (у тому числі для басейна р.Південний Буг) [135,136] може бути використана карта тривалості схилового припливу, яка побудована після виключення впливу на T_o місцевих факторів – залісеності і заболоченості. Спостерігається збільшення значень T_o при зростанні частки лісу і боліт на водозборі.

Для розглядуваної території карта $T_o / k'_{\text{л}} k'_{\text{б}}$ представлена на рис.5.6. Отримати значення T_o , використовуючи карту можна за рівнянням

$$T_o = (T_o)_{\text{карт}} \cdot k'_{\text{л}} k'_{\text{б}}, \quad (5.41)$$

де $(T_o)_{\text{карт}}$ – значення тривалості схилового припливу води, які зняті з карти (див.рис.5.6) для геометричних центрів водозборів.

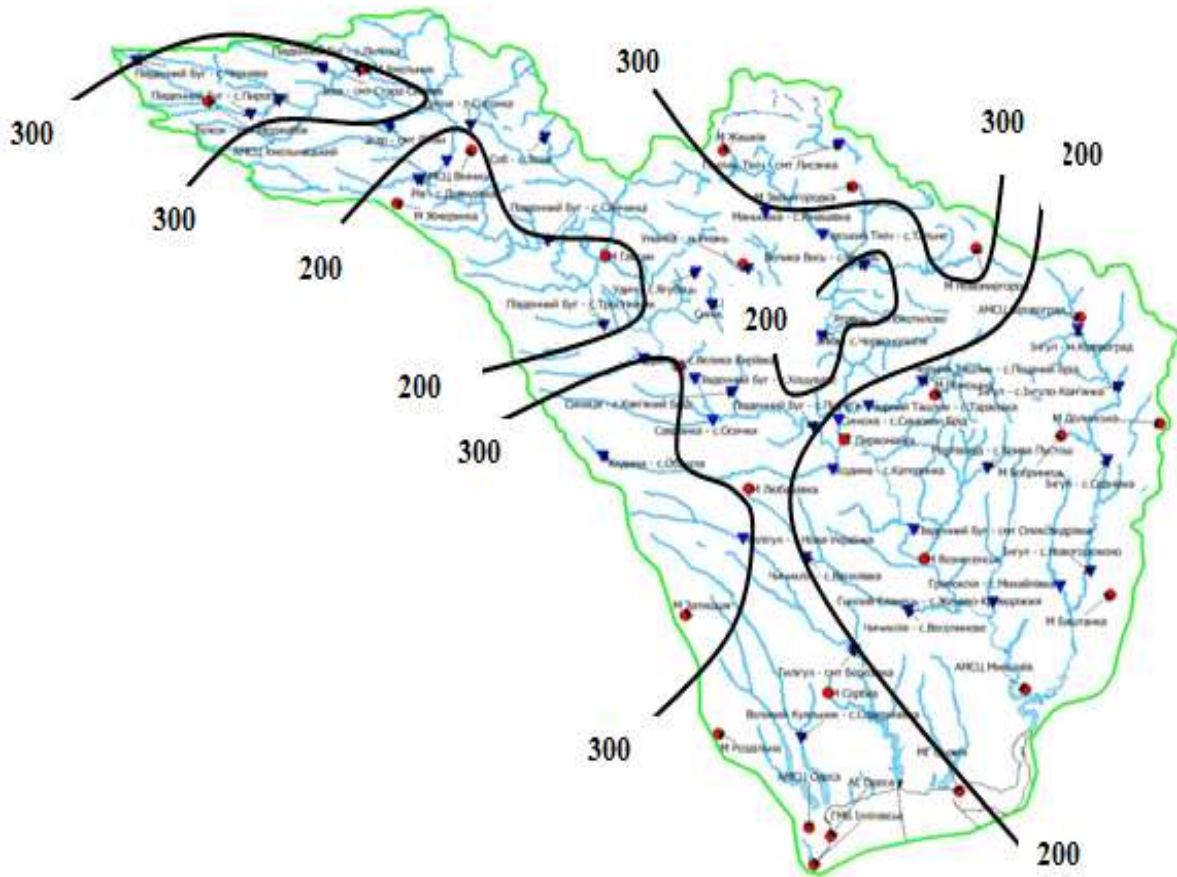


Рисунок 5.6 – Розподіл по території тривалості схилового припливу талодощової води в басейні р. Південний Буг, год

Значення коефіцієнтів впливу залісеності (f_L , %) і заболоченості ($f_{\bar{o}}$, %) на величину тривалості схилового припливу визначаються за рівняннями

$$k'_L = 1 + 0,34 \lg(f_L + 1), \quad (5.42)$$

$$k'_{\bar{o}} = 1 + 1,23 \lg(f_{\bar{o}} + 1), \quad (5.43)$$

Як і при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля, невідомі на дати складання прогнозів метеорологічні фактори, що входять у вектор-предиктор дискримінантної функції (максимальні запаси води у сніговому покриві S_m і опади під час формування максимуму водопілля X_1 , температура повітря у

лютому та березні), оцінюються по їх середньобаторічних значеннях або орієнтуючись на синоптичний прогноз погоди.

Що стосується прогнозів максимальних рівнів води весняного водопілля на річках, то вони встановлюються по спрогнозованих максимальних витратах води по кривих витрат води $Q = f(H)$, побудованих для окремих постів.

5.3 Реалізація методики встановлення прогнозної забезпеченості у багаторічному періоді гідрологічних характеристик стоку в басейні Південного Бугу

Здійснений статистичний аналіз часових рядів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля рядів (розд.3) дозволяє для оцінки забезпеченості прогнозних величин Q_m , також як й для шарів стоку, використати криву трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля [139].

Забезпеченість прогнозних величин Y_m встановлюється у вигляді інтервалу забезпеченостей

$$P_1 < P_Y < P_2, \quad (5.44)$$

де P_1 і P_2 – верхня та нижня межі забезпеченості $C_s = 2.5 C_v$ [139].

Отримання значень $(C_v)_Y$ по річках здійснюється за рівняннями [7]

$$(C_v)_Y = 0.81 - 0.12(\varphi^0 - 50) \quad (5.45)$$

або

$$(C_v)_Y = 1.62 \left(\frac{Y_0}{5} \right)^{-0.38}, \quad (5.46)$$

де φ - географічна широта геометричних центрів водозборів (в частках°).

Для максимальних витрат води залежність величини $(C_v)_Q$ від широти геометричних центрів водозборів (φ в частках °півн.ш.) має вигляд [135]

$$(C_v)_Q = 1.09 - 0.17(\varphi^o - 50) \quad (5.47)$$

або від площ водозборів (F , км²)

$$(C_v)_Q = 1.90 - 0.22 \cdot \lg(F + 1). \quad (5.48)$$

5.4 Оцінка ефективності та якості моделі довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Південного Бугу

Оцінка ефективності і якості методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля на річках рівнинної України виконана за критерієм якості S/σ , де S – середня квадратична похибка прогнозів, σ – середнє квадратичне відхилення прогнозованої величини від норми й забезпеченості допустимої похибки $P\%$ [139].

Для визначення допустимої похибки прогнозів шарів стоку весняного водопілля невивчених у гідрологічному відношенні річок отримана залежність δ_{don} від широти геометричних центрів водозборів річок (φ в частках °) у вигляді [135]

$$\delta_{don} = 1.95(\varphi^o - 50) + 18 \quad (5.49)$$

Для визначення допустимої похибки δ_{don} (м³/с) прогнозу максимальних витрат весняного водопілля від площ водозборів у вигляді [135]

$$\delta_{don} = 0.0147 F. \quad (5.50)$$

Формула дозволяє визначати значення δ_{don} для будь-якої річки, навіть у випадку відсутності на ній спостережень за стоком води.

Оцінка ефективності методики територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля, яка запропонована в роботі, була здійснена за гідрометеорологічними даними 10 опорних річкових постів в басейні Південного Бугу.

Справджуваність перевірних прогнозів $P\%$ (при їх складанні в дату настання максимальних снігозапасів S_m) різна і коливається в межах від 97-91 % до 71-69 %, а критерій якості S / σ змінюється від 0.31 до 0.71. Результати оцінки методики наведені в табл.Л.1.

Завчасність довгострокових прогнозів шарів весняного стоку обумовлена тривалістю весняного водопілля у кожному році, враховуючи й період від дати складання прогнозу. Вона становить 30-40 діб.

Перевірка методики просторових довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля була здійснена за даними рівнинних річок України. Оцінка методики прогнозу виконана на встановлені Гідрометцентром України фіксовані дати їх випуску (10, 20, 28 лютого) та в дату настання максимальних снігозапасів S_m . Результати оцінки наведені в табл.Л.2.

Справджуваність перевірних прогнозів на дату накопичення максимальних снігозапасів S_m коливається в межах від 86 % до 73 %, а критерій якості S / σ змінюється від 0.48 до 0.79. Завчасність прогнозів становить 20-25 діб. В цілому, враховуючи отримані показники точності й ефективності методики територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля для басейнів рівнинних річок України, відповідно положенням «Наставления по службе прогнозов» [137], можна рекомендувати розроблену методику до випуску щорічних довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля на річках в оперативних гідрометеорологічних центрах по прогнозуванню поточного стану річок країни.

Прогнозні значення шарів стоку весняного водопілля на рівнинних річках

України за методикою територіальних довгострокових прогнозів у період 2001-2010 рр. одержані як

$$Y'_m = k_Y \cdot Y_0 \cdot K_{Y_{2010}}, \quad (5.51)$$

а результати прогнозування показали збіжність спостережених і спрогнозованих величин шарів стоку на рівні одиниці, при коефіцієнті кореляції зв'язків $Y_m = f(Y'_m)$ на рівні 0,59-0,63 на різні дати складання прогнозів. Забезпеченість допустимої похибки (δ_{don} , мм) складених прогнозів (за відношенням δ / δ_{don} , де δ - абсолютна похибка прогнозів шарів стоку, мм) змінюється в межах 68 - 86 % [135].

По території такі коефіцієнти узагальнюються в залежності від географічної широти центрів водозборів річок (φ в частках ° пн.ш.) у вигляді рівняння (при $r=0.38$)

$$K_{Y_{2010}} = 0.97 - 0.017(\varphi^{\circ} - 50). \quad (5.52)$$

Прогнозні значення максимальних витрат води весняного водопілля на рівнинних річках України при перевірних прогнозах у період 2001-2010 рр. визначені з врахуванням коефіцієнту $K_{Q_{2010}}$

$$Q'_m = k_q \cdot Q_0 \cdot K_{Q_{2010}} \quad (5.53)$$

або

$$Q'_m = k_q \cdot q_0 \cdot K_{Q_{2010}} \cdot F. \quad (5.54)$$

Коефіцієнти $K_{Q_{2010}}$ узагальнені (в межах всієї рівнинної території України) в залежності від географічної широти центрів водозборів річок (φ в частках ° пн.ш.) у вигляді рівняння (при $r=0.28$)

$$K_{Q_{2010}} = 0.92 - 0.022(\varphi^o - 50). \quad (5.55)$$

5.5 Картографічна форма представлення прогнозних стокових величин та їх забезпеченості у поточному році, оцінка точності оперативного прогнозу стоку весняного водопілля в басейні Південного Бугу

При територіальному прогнозуванні найбільш наглядною формою є картографічне представлення прогнозних величин, що дозволяє одержувати їх значення для будь-яких водозборів у межах розглядуваної території. Крім того, картосхеми дають змогу визначати розміри майбутнього водопілля й для невивчених річок території, тому доцільним є представляти їх на основі картосхем не в фактичних, а в відносних величинах модульних коефіцієнтів шарів стоку [9], [135], [136].

Разом з картосхемами прогнозних величин складаються й картосхеми забезпеченості ($P\%$) прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля у багаторічному розрізі (незалежно від стану гідрологічної вивченості річок).

Приклади картосхем модульних коефіцієнтів шарів стоку k_Y та максимальних витрат води k_Q весняного водопілля і ймовірності їх настання у багаторічному розрізі $P\%$ для річок басейну Південного Бугу показані на рис. 5.7-5.10 (на прикладі весняного водопілля 2016-2017 року).

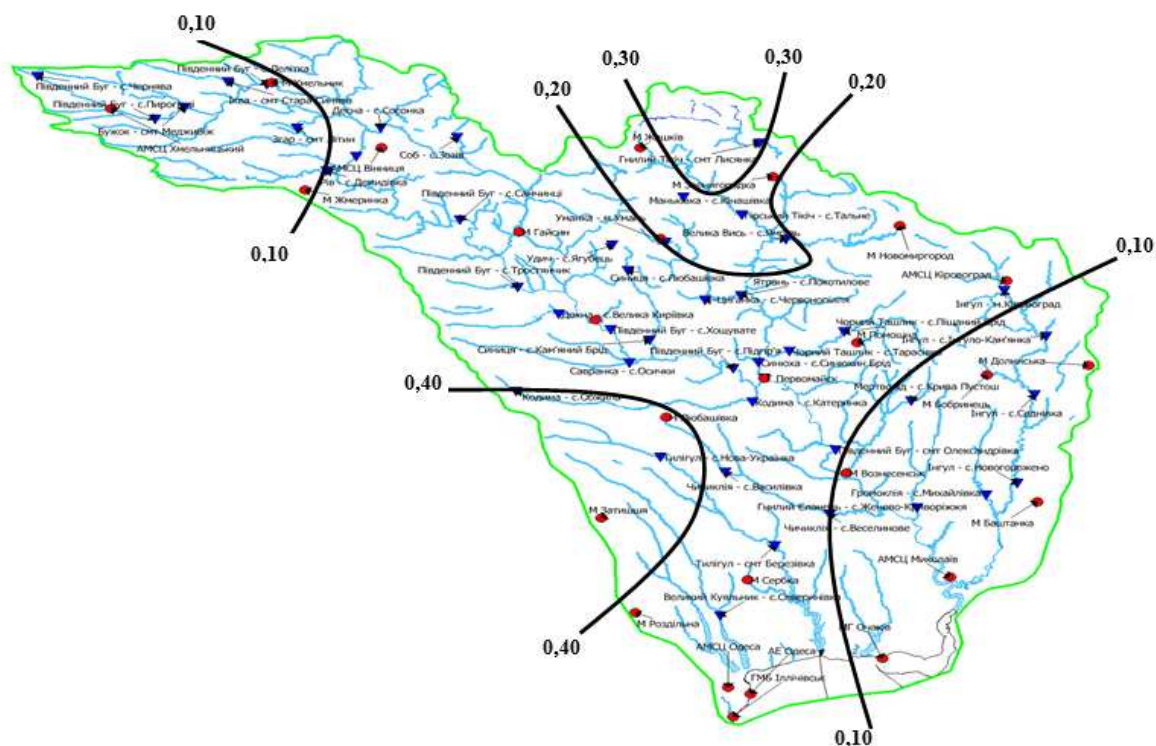


Рисунок 5.7 – Розподіл по території прогнозних величин модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля 2016-2017 року в басейні р. Південний Буг

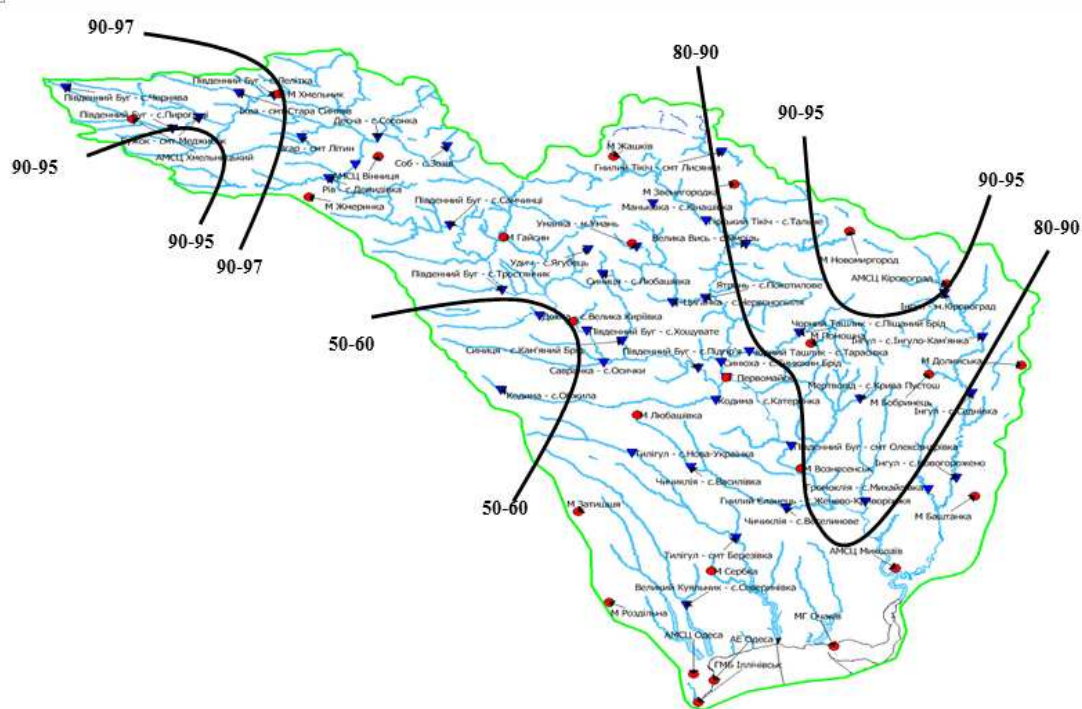


Рисунок 5.8 – Розподіл забезпеченостей прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля 2016-2017 року (P_{γ} %) в басейні р. Південний Буг

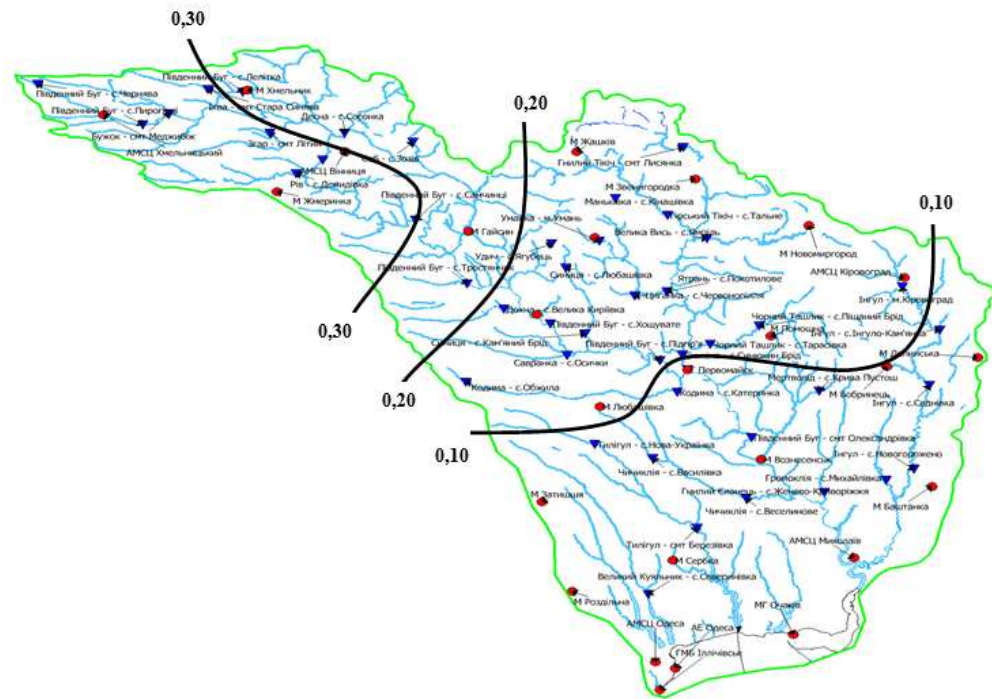


Рисунок 5.9 – Розподіл прогнозних величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля 2016-2017 року в басейні р. Південний Буг

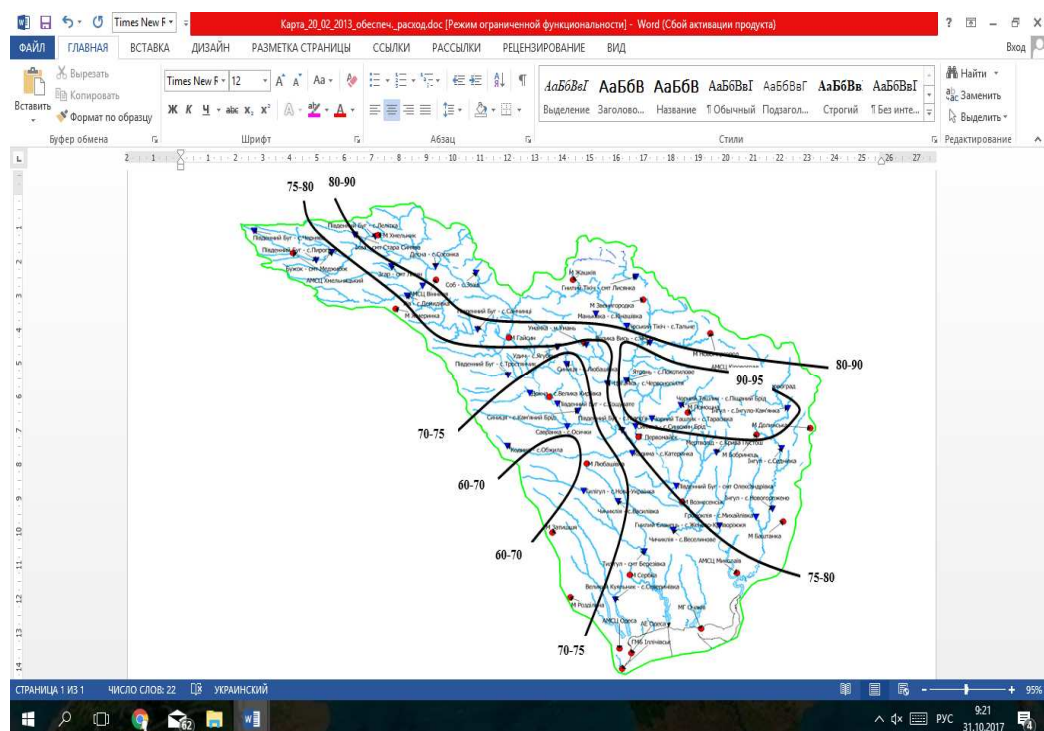


Рисунок 5.10 – Розподіл забезпеченостей прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля 2016-2017 року ($P_Q\%$) в басейні р. Південний Буг

Вищезазначені картосхеми складаються на кожен дату випуску прогнозів шарів стоку води і дають змогу оцінити розміри та частоту повторюваності у багаторічному розрізі майбутнього водопілля одразу на великій території рівнинної України.

5.6 Оцінка можливих гідрологічних ризиків згідно вимог Водної паводкової директиви ЄС (2007/60/ЄС).

Оцінка можливих гідрологічних ризиків згідно вимог Водної паводкової Директиви ЄС (2007/60/ЄС) впроваджується у рамках Угоди про асоціацію між Україною та Європейським Союзом з метою удосконалення законодавства України стосовно забезпечення виконання заходів з оцінки та управління ризиками затоплення, спрямованого на зменшення негативних наслідків для здоров'я людей, навколишнього середовища, культурної спадщини та економічної діяльності, викликаних повеннями [140].

Згідно вимог Директиви основними завданнями є запровадження сучасних методів управління гідрологічними ризиками для зменшення кількості та мінімізації соціально-економічних наслідків надзвичайних ситуацій, зокрема викликаних затопленнями.

В Україні створена і діє єдина державна система цивільного захисту, яка включає функціональну та територіальну підсистеми, проте має місце неузгодженість термінологічної бази відповідних нормативних актів та не передбачається врахування питань впливу змін клімату на виникнення повеней. Варто зазначити, що Законодавство України частково відповідає вимогам Директиви, про що свідчать окремі положення відображені у Водному кодексі України, Кодексі цивільного захисту України, Законах України від 21 грудня 2010 р. № 2818-VI «Про Основні засади (стратегію) державної екологічної політики України на період до 2020 року», від 24 травня 2012 р. № 4836-VI «Про затвердження Загальнодержавної цільової програми розвитку водного господарства та екологічного оздоровлення басейну річки Дніпро на період до 2021 року»,

Указі Президента України від 15 березня 2002 р. № 243 «Про заходи щодо забезпечення ефективного прогнозування повеней і паводків та ліквідації їх наслідків» тощо.

Результатом впровадження Директиви повинні стати плани управління ризиками затоплення, які включатимуть всі аспекти управління ризиками затоплення, в першу чергу на попередження, захист та підготовку до повеней, у тому числі прогнозування затоплень і систему раннього попередження.

В рамках вищеперелічених вимог, для прогнозування щорічних гідрологічний ризиків при проходженні весняних повеней рівнинних річок авторами пропонується використання методу територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля (на прикладі басейну річки Південний Буг) при використанні ГІС-технологій картографічного представлення прогнозних величин.

Запропонований метод дозволяє попередити виникнення катастрофічно високого водопілля (за 15-90 діб до настання явища), надати кількісну та ймовірнісну оцінку стокових значень і термінів проходження весняного водопілля в цілому для великих регіонів, включаючи річки, недостатньо вивчені в гідрологічному відношенні, знайти координати будь-яких точок в даному регіоні та визначити ступінь можливої загрози на території даного об'єкту.

Зважаючи на явні прояви зміни клімату досліджуваної території, що характеризується недостатньою зволоженістю з м'якими зимами і нестійкими снігозапасами, актуальність довгострокового прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля залишається на досить високому рівні, адже в окремі роки спостерігаються повені, при яких зафіксовані гідрологічні ризики на території басейну (1998, 2003, 2006, 2010 рр.). Загалом, гідрологічна інформація, заснована на ймовірнісних процесах, що, безумовно, є однією з основних причин гідрологічних ризиків, багаторічні періоди маловоддя можуть чергуватися підвищеною водністю річок у весняний період, тобто в наступні роки спрямованість тенденцій може змінювати свій напрямок.

Важливість оцінки потенційних об'єктів затоплення розглядуваної терито-

рії підсилюється високим рівнем промислового виробництва, річкового транспорту, водопостачання і іригації, господарської освоєності території та кількості проживаючого населення, яке становить близько 4,2 млн. чоловік, що складає близько 8% всього населення України [141].

Південний Буг є однією з найбільш зарегульований річок України, на якій знаходяться об'єкти ГЕС і АЕС, що є найбільш капітальними спорудами в басейні. При їх проектуванні виникають гідрологічні ризики і тому насамперед дуже важливою є наявність основних гідрологічних характеристик, до яких відносяться максимальні витрати (рівні) води, їх середньобаторічні і мінімальні значення. Залежно від значущості споруди, як при проектуванні враховуються витрати води рідкісної забезпеченості, так і при забезпеченні подальшого обслуговування об'єктів ГЕС і АЕС для яких вкрай важливою є щорічне прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля. Сучасні технології в свою чергу дають змогу оперативної дистанційної передачі та картографічного представлення прогнозу від виконавця до споживача, що наглядно показує місця небезпеки і є унікальною інформацією для своєчасного попередження та запобігання небезпечної ситуації.

Дані про рівні та витрати води, при яких спостерігаються небезпечні явища (НЯ) і стихійні гідрометеорологічні явища (СГЯ), які є показниками можливих гідрологічних ризиків містяться у сучасному комп'ютерному комплексі АРМ-гідро. Побудова карт ризиків затоплення при використанні ГІС-технологій виконується в оперативному режимі випуску прогнозів і дає можливість супроводу розвитку ризику при формуванні весняного водопілля річок і проведення аналізу гідрометеорологічної ситуації в басейні і регіоні в цілому. Запропоновані карти надають інформацію про повені різної ймовірності та прості у використанні для замовника. ГІС-технології дозволяють у зручній формі збирати, зберігати, обробляти та візуалізувати числові та семантичні характеристики весняного стоку, та їх просторові координати, які накопичуються та формуються у масивних файлах MS Excel.

Здійснена оцінка максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля 2016-2017р. в басейні Південного Бугу, показала, що прогноз є справджуваним з добрими оцінками. Оцінка можливих гідрологічних ризиків показала, що витрати та рівні води не перевищували значення небезпечних відміток при яких спостерігаються підтоплення об'єктів, НЯ та СГЯ.

Запропонований метод враховує основну низку принципів Паводкової Директиви ЄС про оцінки і управління ризиками затоплень [140], а саме – регламентує дії до настання повеней, дозволяє прогнозувати екстремальні сценарії повеней при можливості представлення карти загроз (зон) затоплення, що охоплюють значні території, які можуть затоплюватися з різними рівнями імовірності, наприклад, при повенях 1 %, 5 % чи 20 % забезпеченості, надавати рекомендації до дій органів в сфері водної політики, а також враховує можливі наслідки зміни клімату.

Слід зазначити, що на кафедрі розроблений і переданий для оперативної роботи в Український гідрометеорологічний центр (УкрГМІ) програмний комплекс. УкрГМІ підпорядковується головним виконавцям, відповідальним за транспозицію положень Директиви у законодавство України – Державної служби України з надзвичайних ситуацій (ДСНС України).

ВИСНОВКИ

За отриманими результатами досліджень по розрахункових характеристиках гідрологічного режиму річок України можна дійти висновку про виконання планових завдань кафедрою гідрології суші у 2013 – 2017 рр. у повному обсязі.

Структурно матеріали дослідження оформлені за розділами, які відносяться до природних джерел складових водних ресурсів: максимального стоку дощових паводків і весняного водопілля, річного і мінімального стоку.

Здійснено огляд сучасного стану в галузі розрахунків і прогнозування характеристик максимального стоку річок України, який у подальшому потребує розширеного використання у науково-дослідних підрозділах кафедри гідрології суші.

Зібрані, систематизовані і статистично опрацьовані часові ряди максимального, річного і мінімального стоку рівнинних і гірських річок України. Розрахункові схеми для визначення характеристик гідрологічного режиму річок України відповідають сучасному стану науково-методичної бази в галузі нормування складових водних балансів річок.

У складі розрахункових методик максимальних витрат води весняного водопілля річок рекомендується застосування їх на матеріалах спостережень за характеристиками дощових паводків.

В установлені строки підготовлені: докторська дисертація канд.геогр.наук., доц. Овчарук В.А. За звітний період захищено шість кандидатських дисертацій (викладачами Н.С.Кічук і М.П. Погореловою, аспірантами М.В.Гопцій, О.І.Тодоровою, А.В.Трасковою і І.В.Катинською).

Вийшов із друку перший в Україні підручник, виданий українською мовою «Гідрологічні розрахунки» (автори: проф. Є.Д.Гопченко, проф. Н.С.Лобода Н.С. і доц. Овчарук В.А.) – видавництво: Одеса: ТЕС, 2014. 483 с.

Підготовлені три монографії (канд.геогр.наук Кічук Н.С., канд.геогр.наук Погореловою М.П., канд.геогр.наук Трасковою А.В.).

За тематикою наукових досліджень опублікована значна кількість наукових статей, в тому числі за участю молодих вчених, магістрів і студентів.

Дослідниками виконані великі обсяги робіт за весь період, починаючи з відкриття гідрометеорологічних спостережень на стаціонарних постах і по 2010 роки, включно.

У звіті кафедри гідрології суші по науковій роботі отримані в період 2013-2017 рр. результати, які використовуються у навчальному процесі, у тому числі при виконанні курсових, дипломних і магістерських проектах.

Отримані результати досліджень належать особисто виконавцям теми, вони мають як наукове, так і методичне значення і рекомендуються для практичного використання (за відповідними актами у Гідрометцентрі Чорного та Азовського морів і навчальному процесі ОДЕКУ), не потребуючи додаткових доопрацювань. Подальші дослідження будуть пов'язані з публікацією Центральною геофізичною обсерваторією гідрометеорологічних даних спостережень на річках України станом на 2015 р., а також дослідженням річкового стоку в нових умовах змін клімату.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Зайков Б.Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР // Труды НИУ ГУГМС. 1946. Сер.4. Вып.24 147 с.
2. Глушков В.Г. Географо-гидрологический метод // Изв. ГГИ, 1933. №57-58. С.5-10.
3. Кузин П.С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. Ленинград : Гидрометеиздат, 1960. 455 с.
4. Кузин П.С., Кузин П.С., Бабкин В.И. Географические закономерности гидрологического режима рек. Ленинград : Гидрометеиздат, 1979. 200 с.
5. Паршин В.Н., Салов М.С. Весенний сток в бассейне р. Дона и его предвычисление. Ленинград : : Гидрометеиздат, 1955. 102 с.
6. Паршин В.Н. Территориально общий метод прогноза стока – основа гидрологического обслуживания сельского хозяйства // Метеорология и гидрология, 1965. № 2. С.3-10.
7. Змиева Е.С., Субботин А.И. Пространственная неравномерность весеннего стока и потерь в речном бассейне // Труды Гидрометцентра СССР, 1973. Вып. 113. С.31-65.
8. Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья / [Вершинина Л.К. , Крестовский О.И., Калюжный И.Л., Павлова К.К.]. Ленинград : Гидрометеиздат, 1985. 189 с.
9. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: учеб. пособ. Киев : КНТ, 2005. 240 с.
10. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. монографія : Одесса: Екологія, 2005. 208 с.
11. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). Київ : Ніка-Центр, 2010. 316 с.

12. Жидиков А.П., Левин А.Г., Нечаева Н.С., Попов Е.Г. Модели формирования весеннего стока и проблемы их применения для прогноза половодья // Труды Гидрометцентра СССР, 1977. Вып. 81. С.33-45.
13. Бельчиков В.А., Корекнь В.И. Опыт использования модели формирования талого и дождевого стока рек лесной зоны Европейской территории СССР // Труды Гидрометцентра СССР, 1983. Вып. 246. С.3-20.
14. Виноградов Ю.Б. Модель «Объём половодья – ГГИ 82» // Труды ГГИ, 1985. Вып. 304. С.3-41.
15. 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.
16. Водоласков В.П. Реализация и особенности применения модели формирования талого и дождевого стока для водосборов лесостепной зоны Европейской территории СССР // Труды УкрНИГМИ, 1991. Вып. 240. С.32-39.
17. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление). Москва : 2008. 394 с.
18. Физико-географическое районирование Украинской ССР / Под ред. В.П.Попова, А.М.Маринича, А.И.Ланько. Киев : Университет, 1968. 683 с.
19. Советский Союз. Украина. Общий обзор. Москва : Мысль, 1969. 312 с.
20. Фізична географія Української СРС / [за ред. О.М.Маринича]. Київ : Вища школа, 1982. 207 с.
21. 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.
22. Ресурсы поверхностных вод СССР Т.6. Украина и Молдавия. Вып.2. Среднее и Нижнее Поднепровье / [под ред. М.С.Каганера]. Ленинград : Гидрометеиздат, 1971. 656 с.
23. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.3. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья / [под ред. М.С.Каганера]. Ленинград : Гидрометеиздат, 1967. 492 с.

24. Новосад Я.О. Геологія та гідрогеологія. Рівне : Вид-во Рівненського державного технічного університету, 2001. 180 с.
25. Пазинич В.Г. Геоморфологічний літопис Великого Дніпра. Ніжин : „Гідромакс”, 2007. 372 с.
26. Природа Украинской ССР. Почвы / [Вернандер Н.Б., Гоголев И.Н., Ковалишин Д.И. и др.]. Киев : Наук. Думка. 1986. 216 с.
27. Бучинський І.О. Клімат України. Київ. 1962. 413с.
28. Клімат України / За ред. В.М.Ліпінського, В.А.Дячука, В.М.Бабіченко. Київ : Вид-во Раєвського. 2003. 343 с.
29. Природа Украинской ССР. Климат / [Бабіченко В.Н., Барабаш М.Б., Логвинов К.Т. и др.]. Киев : Наук. Думка, 1984. 232 с.
30. Швебс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник. Одеса : Астропринт, 2003. 392 с.
31. Вишневський В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ : Ніка-Центр, 2003. 324 с.
32. Атлас України [Електронний ресурс]: Кер. проекту Л.Г.Руденко, В.С.Чабанюк, А.І.Бочковська / Інститут географії Національної академії наук України і Товариство з обмеженою відповідальністю «Інтелектуальні системи ГЕО». Інтелектуальні Системи ГЕО. 1999-2000. Назва з титул. екрану.
33. Давыдов Л.К. Гидрография СССР (воды суши). Часть I. Общая характеристика вод. Ленинград : Изд-во Ленинградского государственного университета имени А.А.Жданова, 1953. 184с.
34. Львович М.И. Реки СССР. Москва : Мысль, 1971. 352 с.
35. Назаров Г.В. Зональные особенности водопроницаемости почв СССР. Ленинград : Изд. ЛГУ, 1970. 184 с.
36. Огиевский А.В. Гидрология суши. Москва : Сельхозгиз, 1952. 516 с.
37. Чеботарев Н.П. Учение о стоке. Москва : Изд. МГУ, 1962. 407 с.
38. Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы. Ленинград : Гидрометеиздат, 1957. 460 с.

39. Назаров Г.В. Гидрологическая роль почвы. Ленинград : Наука, 1981. 214 с.
40. Ключева К.А. Влияние заболоченности водосборов на средний много-летний сток рек Белорусской ССР // Труды ГГИ, 1956. Вып. 52(106). С.107-140.
41. Крестовский О.И. Влияние вырубок и восстановления лесов на вод-ность рек. Ленинград : Гидрометеиздат, 1986. 119 с.
42. Молчанов А.А. Сосновый лес и влага. Москва : Изд. АН СССР, 1953. 140 с.
43. Соколовский Д.Л. Речной сток. Ленинград : Гидрометеиздат, 1968. 540 с.
44. Клімат України: у минулому...і майбутньому?: монографія / М. І.Кульбіда, та ін. Київ : Сталь, 2009. 234 с.
45. Бочков А.П. Влияние леса и агролесомелиративных мероприятий на водность рек лесостепной зоны Европейской части СССР. Ленинград: Гидро-метеиздат, 1954. 135 с.
46. Молчанов А.А. Гидрологическая роль сосновых лесов на песчаных почвах. Москва : Изд. АН СССР, 1952. 488 с.
47. Салазанов В.В. Весенний сток рек бассейна Верхнего Днестра. Ленин-град : Гидрометеиздат, 1964. 141с.
48. The Upper Tisa Valley. Preparatory proposal for Ramsar site designation and an ecological background Hungarian, Romanian, Slovakian and Ukrainian co-operation. Editors Hamar J. and Sarkany-Kiss A. Szeged, 1999. 502 p.
49. Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М.Бабіченко. Київ : Вид-во Раєвського, 2003. 343 с.
50. Гидрографическая сеть и ливневой сток рек Украинских Карпат: мо-нографія / Киндюк Б.В. : Одеса: ТЭС. 2003. 220 с.
51. Олиферов А.Н., Тимченко З.В. Реки и озера. Симферополь : Доля. 2005, 216 с.
52. Ресурсы поверхностных вод СССР. Крым. Ленинград : Гидрометеиз-дат, 1973. – Т.6. Вып.4. 848 с.

53. Физико-географическое районирование Украинской ССР. Изд-во Киевского Университета, 1968. 680 с.
54. Устойчивый Крым. Водные ресурсы. Симферополь: «Таврида», 2003. 413 с.
55. Вишневский П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні. Київ : Наукова думка, 1964. 230 с.
56. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеса : ТЕС, 2014. 483 с.
57. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. Київ : КНТ, 2005. 148 с.
58. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования стока на территории СССР. Обнинск, 1981. Вып. 2. 60 с.
59. Linsley R.K. Applied / Linsley, Kohlez M.A., Paulhus L.H. New-Jork-Toronto-London. 1949. 758 с.
60. Vijay P.Singh. An empirical relation between volume peak of direct runoff / Vijay P. Singh and Hossein / Water res bull. Amer. Water resoss – oct, 1986. Vol. 22. №5. pp. 725-730.
61. Gleick P.H. Methods for evaluating the regional hydrologic impact of global climatic change. P.H. Gleick. Hydrol. 1986. Vol. 88.
62. Руководство по гидрологической практике. Сбор и обработка данных, анализ, прогнозирование и другие применения. Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО - №168). Пятое изд. 1994. 844 с. (электронный ресурс).
63. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов: учебник. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 440 с.
64. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам: учеб. пособ. Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. 390 с.

65. Руководство по гидрологическим прогнозам. Краткосрочный прогноз расхода и уровня воды на реках. Ленинград : Гидрометеиздат, 1989. Вып. 2. 246 с.
66. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы: учебник. СПб. Изд-во РГГМУ, 2007. 436 с.
67. Корень В.И. Математические модели в прогнозах речного стока. Ленинград : Гидрометеиздат, 1991. 200 с.
68. Корень В.И. Моделирование процессов формирования стока рек лесной зоны Европейской территории СССР // Метеорология и гидрология, 1980. № 10. С. 78-85.
69. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока / Е.Г.Попов. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1963. 395 с.
70. Боровикова Л. Н., Денисов Ю. М., Трофимова Е. Б., Шенкис И. Д. Математическое моделирование процесса стока горных рек. *Труды СредАзНИИ-ГМИ*, 1972. - Вып. 61(76). 303 с.
71. 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.
72. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Демидов В.Н. Расчет вероятностных характеристик максимального стока по метеорологическим данным с использованием динамико-стохастических моделей // Метеорология и гидрология, 2002. №5. С.83-94.
73. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Прип'ять : монографія / Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Одеса : Екологія, 2011. 336 с.
74. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокові гідрологічні прогнози: Конспект лекцій. Одеса : ТЕС 2010, 154 с.
75. Burnash, R. J. C., Ferral, R. L. and McGuire, R. A., 1973: *A Generalized Streamflow Simulation System: Conceptual Modelling for Digital Computers*. Na-

tional Weather Service and State of California Department of Water Resources, March.

76. 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.

77. World Meteorological Organization, 1987: *Intercomparison of Conceptual Models Used in Operational Hydrological Forecasting*. Operational Hydrology Report No. 7, WMO–No.429, Geneva.

78. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. Москва : Гидрометеои-здат, 1959. 295 с.

79. Комаров В.Д. Исследования водопроницаемости мерзлой почвы // Метеорология и гидрология., 1957. № 2. С.10-18.

80. Калинин Г.П., Макарова Т.Т. К методике определения потерь талого стока // Труды ЦИП, 1958. Вып. 65. С.3-22.

81. Змиева Е.С., Климова В.В. Долгосрочный прогноз максимального ве-сеннего стока // Труды Гидрометцентра СССР, 1983. Вып. 265. С.3-16.

82. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. Ленинград : Гидро-метеиздат, 1989. 358 с.

83. Разработать методику расчета и прогноза дождевого и талого стока на территории Киевского Полесья: отчёт о НИР (заключительный) УкрНДГМИ : Научный руководитель Соседко М.Н. №ГР 01870026055; ИНВ № 02890027518. Киев, 1988. 78 с.

84. Разработать метод долгосрочного прогноза весеннего стока рек бас-сейна Верхнего Днепра, формирующих приток в Киевское и Каневское водо-хранилище: Отчет в НИР (заключительный) УкрНДГМИ : Научный руководи-тель Кочелаба Е.И. №ГР 01860106318; ИНВ № 02890042267. Киев, 1988. 110 с.

85. Школьный Е.П., Лосева И.Д., Гончарова Л.Д. Обработка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник. Київ : Міносвіти України, 1999. 600 с.
86. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: навч. посіб. Одеса : Екологія, 2010. 184с.
87. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. О некоторых приемах статистического анализа гидрологических рядов // Труды ГГИ, 1968. Вып.143. 110 с
88. Гопченко Є.Д., Шакірманова Ж.Р. Можливості застосування просторових моделей для прогнозування максимального стоку весняного водопілля при обмеженості гідрологічних спостережень // Причорноморський екологічний бюлетень. Одеса : ТОВ "ІНВАЦ", 2007. №2(24). С.63-66.
89. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: Навч.посібник. Київ : ІСЛО, 1994. 296 с.
90. Рождественский А.В., Чоботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 423 с.
91. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. 447 с.
92. Митропольский А.Х. Техника статистических вычислений. Москва : Физматгиз, 1961. 479 с.
93. Алексеев Г.А., Графоаналитические способы определения и приведения к длительному периоду наблюдений параметров кривых распределения // Труды ГГИ, 1960. Вып.73. С. 90-140.
94. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. Москва : «Наука», 1981. 254 с.
95. Горошков И.Ф. Гидрологические расчеты. Ленинград : Гидрометеиздат, 1979. 430 с.
96. Воскресенский К.П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Ленинград : Гидрометеиздат, 1962. 643 с.
97. Алексеев Г. А. Объективные статистические методы расчета и обобщения параметров максимального дождевого стока / Международный симпози-

ум по паводкам и их расчетам. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1969. Ч. I. С.114–129

98. Погорелова М.П., Гопций М.В. Средний многолетний слой стока весеннего половодья в бассейне р. Припять // Вісник Одеського державного екологічного університету, 2006. Вип. 3. С. 195-200.

99. Погорелова М.П., Гопченко Е.Д., Ташева С.С. Максимальный сток в бассейне р. Припять / Матеріали міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення». Одеса : ОДЕКУ, 2014. С.136.

100. Гопченко Е.Д., Погорелова М.П. Об устойчивости расчетной продолжительности притока талых вод со склонов в русловую сеть в годы различной водности // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2001. Вип. 43. С. 243-249.

101. Гопченко Є.Д., Погорелова М.П., Гопций М.В. Про врахування впливу місцевих факторів на розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2008. Вип. 50. Ч. 2. С. 37-43.

102. Погорелова М.П., Гопцій М.В. Оцінка характеристик максимального стоку у період весняного водопілля в басейні р. Прип'ять // Матеріали VII наукової конференції молодих вчених. Одеса, 2008. 31 с.

103. Погорелова М.П. Расчетные характеристики склонового притока в период весеннего половодья в бассейне р. Прип'ять // Матеріали VIII Міжнародної заочної конференції «Сучасні міждисциплінарні дослідження: історія, сьогодні, майбутнє». Київ, 2014. С. 49-55.

104. Ovcharuk V.A. Modern state of hydrometeorological monitoring in Dniester river basin/ V.A. Ovcharuk, A.V.Traskova // in Modern scientific research and their practical application, edited by Alexandr G. Shibaev, Alexandra D.Markova. Vol. J11302 (Kupriyenko SV, Odessa, 2013). URL: <http://www.sworld.com.ua/e-journal/J11302.pdf> (May 2013). J 11302-013.

105. Траскова А.В. Розрахункові характеристики весняного водопілля в басейні річки Дністер: дис.... канд. геогр. наук: 11.00.07 / Траскова Аліна Василівна. Одеськ. держ. еколог. ун-т. Одеса, 2015. 280 с.
106. Основные гидрологические характеристики. Ленинград : Гидрометиздат, 1981. Т.6. Вып. 1,2 : Украина и Молдавия.
107. Довідник зі снігового покриву в горах України (Карпати, Крим) / під керівництвом В.Ф.Грищенко. Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут, Київ. 2014. 218 с.
108. Рахманов В.В. Гидроклиматическая роль лесов. Москва : Лесная промышленность, 1984. 241 с.
109. Рахманов В.В. Лесная гидрология. Итоги науки и техники. Лесоведение и лесоводство. Москва : ВИНТИ, 1981. 184 с.
110. Овчарук В.А., Боровська Г.А., Траскова А.В., Семенова І.Г. Використання моделі граничної інтенсивності для оцінки впливу глобальних змін клімату на максимальний стік весняного водопілля в басейні Дністра. Київ: Географія та туризм, 2014. Вип. 31. С.178-189.
111. Дубах А.Д. Лес как гидрологический фактор. Ленинград : Гослесбумиздат, 1951. 160 с.
112. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Ленинград : Гослесбумиздат, 1960. 169 с.
113. Гопченко Є.Д., Катинська І.В. Норми річного стоку на території Закарпаття // Вісник ОДЕКУ, 2015. Вип.16. С.134-140.
114. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1955. Ч.II. Вып.XIV. 302 с.
115. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 2001-2010 рр. та весь період спостережень). Ч.1. Річки. Вип.1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу. Центральна геофізична обсерваторія, 2012. 529 с.
116. Водноэнергетические расчеты методом Монте-Карло / Под ред. А.Ш.Резниковского. Москва : «Энергия», 1969. 303 с.

117. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Ленинград : Гидрометеиздат, 1956. 467 с.

118. Ovcharuk Todorova O. Determination of characteristics maximal runoff Mountain Rivers in Crimea. J. Fundam. Appl. Sci., 8(2). 2016. 525-541. <http://dx.doi.org/10.4314/jfas.v8i2.23>.

119. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Проблемы создания нормативных документов в области расчета характеристик максимального стока рек Украины и возможные пути их решения // Географический вестник, 2016. №1(36). С.49-57.

120. Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Статистические параметры максимальных расходов воды и слоев паводочного стока для рек горного Крыма. «Геополітика і екогеодинаміка регіонів» Науковий журнал, 2014. Том 10. Вип.1. С. 766-770.

121. Иваненко А.Г., Мельничук О.Н. Метод расчета вероятных максимальных расходов ливневых и дождевых вод для рек и временных водотоков в Украинских расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1973. 111 с.

122. Л.И.Сакали, Л.В.Дмитренко, Е.Н.Киптенко, П.М.Лютик Тепловой и водний режим Украинских Карпат. Ленинград : Гидрометиздат, 1985. 365 с.

123. Вишневецький В.І. Максимальні витрати води на річках Українських Карпат // Труды УкрНДГМІ, 1999. Вип.247. С.102-113.

124. Гопченко Є.Д., Погорелова М.П., Романчук М.Є. Використання формул об'ємного типу до нормування розрахункових характеристик максимального стоку річок // Український гідрометеорологічний журнал, 2011. №9. С.158-163.

125. Гопченко Е.Д., Погорелова М.П. Нормирование характеристик максимального стока на основе формулы объемного типа // Международный журнал «Устойчивое развитие». Ассоциация «Экология, земледелие, образование и наука». Технический университет Варны, 2013. Вып.13. С.27-30.

126. Гопченко Є.Д., Погорелова М.П. Гопцій М.В. Методика розрахунку максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять // Вісник Одеського державного екологічного університету, 2009. Вип.7. С.160-169.

127. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии. Москва - Ленинград : «Энергоиздат», 1932. 208 с.

128. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград : Гидрометеиздат, 1973. 111 с.

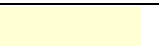
129. Протодяконов М.М. Теория стока поверхностных вод. Москва : Гострансиздат, 1932. 168 с.

130. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1949. Ч.I. Вып. IV. С.39-145.

ДОДАТОК А

Легенда до картосхем ландшафтних комплексів на території України

Таблиця А.1 - Легенда до картосхеми ґрунтового покриття території України

Типи ґрунтів		
Дерново-підзолисті ґрунти на давньоалювіальних та водно-льодовикових відкладах:		
1		Дерново-слабопідзолисті піщані і глинисто-піщані ґрунти
2		Дерново-середньопідзолисті супіщані ґрунти

Дерново-підзолисті оглеєні (глеюваті та глейові) ґрунти на давньоалювіальних та водно-льодовикових відкладах і морені:

- 3  Дерново-слабопідзолисті оглеєні ґрунти в комплексі з торфово-болотними
- 4  Дерново-середньопідзолисті оглеєні ґрунти в комплексі з торфово-болотними
- 5  Дерново-середньо- та сильнопідзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти

Опідзолені ґрунти (незмиті та змиті) переважно на лесових породах:

- 6  Ясно-сірі та сірі опідзолені ґрунти
- 7  Темно-сірі опідзолені ґрунти
- 8  Чорноземи опідзолені

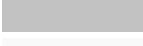
Реградовані ґрунти (незмиті та змиті) переважно на лесових породах:

- 9  Темно-сірі реградовані ґрунти
- 10  Чорноземи реградовані

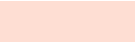
Чорноземи типові (незмиті та змиті) на лесових породах:

- 11  Чорноземи типові малогумусні та слабогумусовані
- 12  Чорноземи типові середньогумусні

Чорноземи звичайні (незмиті та змиті) на лесових породах:

- 13  Чорноземи звичайні глибокі мало - й середньогумусні
- 14  Чорноземи звичайні середньогумусні
- 15  Чорноземи звичайні малогумусні
- 16  Чорноземи звичайні неглибокі малогумусні

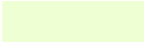
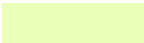
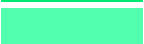
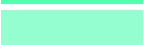
Чорноземи південні (незмиті та змиті) на лесових породах:

- 17  Чорноземи південні малогумусні та слабогумусовані

Чорноземи на важких глинах:

- 18  Чорноземи переважно солонцюваті на важких глинах
- Чорноземи та дернові ґрунти щебенюваті на елювії щільних порід:

Продовження таблиці А.1

- 19  Чорноземи і дернові щебенюваті ґрунти на елювії щільних безкарбонатних порід (пісковиків і сланців)
Продовження додатка А.1
- 20  Чорноземи і дернові карбонатні ґрунти на елювії карбонатних порід (мергелів, крейди, вапняків)
- Чорноземи залишково-солонцюваті на лесових породах:
- 21  Чорноземи типові залишково-солонцюваті
- 22  Чорноземи південні залишково-солонцюваті
- Лучно-чорноземні ґрунти переважно на лесових породах:
- 23  Лучно-чорноземні ґрунти
- 24  Лучно-чорноземні поверхнево-солонцюваті ґрунти
- 25  Лучно-чорноземні глибокосолонцюваті ґрунти
- Каштанові ґрунти на лесових породах:
- 26  Темно-каштанові залишково-солонцюваті ґрунти
- 27  Темно-каштанові солонцюваті ґрунти
- 28  Каштанові солонцюваті ґрунти в комплексі з солонцями
- Лучні ґрунти на делювіальних та алювіальних відкладах:
- 29  Лучні ґрунти
- 30  Лучні солонцюваті ґрунти
- Болотні ґрунти на алювіальних, делювіальних та водно-льодовикових відкладах:
- 31  Лучно-болотні та болотні ґрунти
- Торфово-болотні ґрунти і торфовища:
- 32  Торфово-болотні ґрунти і торфовища
- Солонці:
- 33  Солонці переважно солончакуваті
- Осолоділі ґрунти:
- 34  Лучно-чорноземні та дернові осолоділі глейові ґрунти й солоді
- Дернові ґрунти:
- 35  Дернові переважно оглеєні піщані, глинисто-піщані та супіщані ґрунти в комплексі зі слабогумусованими пісками
- 36  Дернові піщані та глинисто-піщані переважно неоглеєні ґрунти в комплексі зі слабогумусованими пісками й чорноземними піщаними ґрунтами, подекуди з кучугурним рельєфом
- 37  Дернові опідзолені суглинисті ґрунти та оглеєні їх види
- Підзолисто-буроземні ґрунти переважно на делювіальних відкладах:
- 38  Підзолисто-буроземні ґрунти і поверхнево-оглеєні їх види
- Бурі гірсько-лісові ґрунти:
- 39  Бурі гірсько-лісові щебенюваті ґрунти в комплексі з оглеєними їх видами

Кінець таблиці А.1

Дерново-буроземні та гірсько-лучні ґрунти:

40  Дерново-буроземні та гірсько-лучні ґрунти

Коричневі ґрунти:

41  Коричневі гірські щебенюваті ґрунти

МЕХАНІЧНИЙ СКЛАД ҐРУНТІВ

••	Піщані та глинисто-піщані
///	Супіщані
—	Легкосуглинкові
=	Середньосуглинкові
≡	Важкосуглинкові
∨	Глинисті
△	Щебенюваті

ЗАСОЛЕННЯ ҐРУНТІВ

↓	Содове
⚡	Хлоридно-сульфатно-содове
⚡	Хлоридно-сульфатне

Примітка: Ґрунтові комплекси зазначені в info в полі "Ґрунтовий індекс". Першим вказано домінуючий тип ґрунту.

Таблиця А.2 - Легенда до картосхеми рослинного покриву території України

Сланці та високогірні луки

Середньоєвропейські високогірні луки і криволісся:

- 1  Карпатські луки, криволісся і пустища

Темнохвойні та широколистяно-темнохвойні ліси

Середньоєвропейські темнохвойні, широколистяно-темнохвойні ліси та похідні угруповання:

- 2  Карпатські ялинові, ялицево-ялинові, ялицево-буково-ялинові
 3  Карпатські буково-ялицеві, ялицеві, ялиново-буково-ялицеві
 4  Післялісові луки на місці карпатських буково-ялицевих, ялиново-буково-ялицевих лісів

Соснові та широколистяно-соснові ліси

Східноєвропейські соснові та широколистяно-соснові ліси:

- 5  Поліські соснові
 6  Поліські дубово-соснові, іноді - грабово-дубово-соснові
 7  Похідні березові та осикові
 8  Сільськогосподарські угіддя на місці похідних березових та осикових лісів
 9  Лісостепові, степові соснові та дубово-соснові
 10  Сільськогосподарські угіддя на місці лісостепових, степових соснових лісів

Середземноморські соснові та ялівцеві ліси:

- 11  Кримські гірські соснові, пухнасто-дубово-соснові та скельно-дубово-соснові з сосни кримської
 12  Кримські гірські ялівцеві, з ялівця високого, рідколісні ліси та шибляки

Широколистяні ліси:

- 13  Європейські чорновільхові

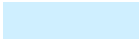
Середньоєвропейські букові та дубові ліси:

- 14  Букові з бука лісового:
 а) карпатські гірські;
 б) рівнинні подільсько-опільські

Продовження таблиці А.2

- | | | |
|----|---|--|
| 15 |  | Сільськогосподарські угіддя на місці букових лісів з бука лісового |
| 16 |  | Кримські гірські букові з буків східного й лісового |
| 17 |  | Дубові і грабово-дубові з дуба скельного:
а) закарпатські передгірні;
б) придністровські |
| 18 |  | Сільськогосподарські угіддя на місці дубових і грабово-дубових лісів з дуба скельного |
| 19 |  | Кримські гірські дубові з дуба скельного |

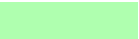
Дніпровсько-дністровські дубові та дубово-грабові ліси:

- | | | |
|----|---|--|
| 20 |  | Дубово-грабові |
| 21 |  | Дубові:
а) прикарпатські і закарпатські;
б) поліські; в) подільсько-придніпровські |
| 22 |  | Сільськогосподарські угіддя на місці байрачних дубових лісів |

Східноєвропейські широколистяні ліси:

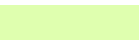
- | | | |
|----|---|--|
| 23 |  | Середньоросійські дубові та липово-дубові |
| 24 |  | Байрачні дубові |
| 25 |  | Сільськогосподарські угіддя на місці байрачних дубових лісів |

Південноєвропейські широколистяні ліси:

- | | | |
|----|---|--|
| 26 |  | Кримські гірські й передгірні дубові ліси з дуба пухнастого в поєднанні з шибляком |
| 27 |  | Сільськогосподарські угіддя на місці гірських і передгірних дубових лісів з дуба пухнастого в поєднанні з шибляком |

Степи і сільгоспугіддя на їхньому місці

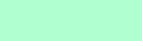
Лучні степи та остепненні луки:

- | | | |
|----|---|---|
| 28 |  | Сільськогосподарські угіддя на місці
а) волинських;
б) подільських; |
|----|---|---|

Продовження додатка А.2

-
-
- | | |
|--|---|
| | в) середньодніпровських;
г) придніпровських;
д) кримських гірських і передгірних степів |
|--|---|

Продовження таблиці А.2

- 29  Сільськогосподарські угіддя на місці:
а) приазовсько-причорноморських;
б) донецько-середньодонських степів
- 30  Сільськогосподарські угіддя на місці петрофітних донецьких степів
- 31  Сільськогосподарські угіддя на місці геміпсамофітних степів
- 32  Псамофітні степи:
а) дніпровські;
б) донецько-донські
- Типчаково-ковилові степи:
- 33  Сільськогосподарські угіддя на місці цих степів:
а) північних;
б) південних
- Пустельні полиново-типчаково-ковилові степи:
- 34  Сільськогосподарські угіддя на місці цих степів
- Приморська літоральна рослинність:
- 35  Псамофітні й галофітні угруповання кіс, островів та узбереж
Позаплавні луки:
- 36  Причорноморські позаплавно-осоково-злакові та різнотравно-злакові галофітні луки в поєднанні з сільськогосподарськими угіддями
- 37  Лучно-степові, лучні та лучно-болотяні угруповання подів
- Рослинність заплав
- 38  Заплавні луки і лучні степи в поєднанні з лісами, чагарниками, болотами й сільськогосподарськими угіддями:
а) подільські лісові торфовисті, справжні та болотисті луки;
б) дніпровські лісостепові лучні степи, справжні торфовисті остепнені та засолені луки;
в) причорноморські лучні степи, остепнені і галофітні луки
- 39  Прибережно-водна, водна, болотна і лучна рослинність дельт південних рік

Болота

- 40  Соснові пухівково-чагарниково-сфагнові та чагарниково-сфагнові
- Кінець таблиці А.2
- 41  Осокові, гіпново-осокові, злаково-осокові, очеретяно-осокові, трав'яні і трав'яно-гіпнові: а) поліські; б) лісостепові та степові
- 42  Осокові, гіпново-осокові, злаково-осокові, очеретяно-осокові, трав'яні і трав'яно-гіпнові: а) поліські; б) лісостепові та степові

- ◇ Скельна рослинність
- ≡ Рослинність крейдяних відслонень
- III Рослинність вапнякових відслонень
- ▽ Рослинність пісковикових і сланцевих відслонень

ДОДАТОК Б

Результати статистичної обробки вихідної інформації по стоку річок в різні фази водного режиму
 Таблиця Б.1 - Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків річок Півдня України

№ з/п	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{років}$	$\bar{Q}_m, \text{м}^3/\text{с}$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
1	Кагул-с.Гаваноси	186	17	30,2	2,50	3,60	-0,13	2,98	8,95	3,00
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	8	15,1	2,47	2,81	-0,33	3,55	9,83	2,80
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	16	8,39	0,58	0,01	0,19	0,59	0,16	0,30
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	14	12,2	1,36	2,95	0,01	1,50	7,10	4,70
5	б.Тараклія – смт Тараклія	103	20	5,10	0,78	1,76	0,08	0,80	2,64	3,30
6	Когильник – смт Котовське	179	20	6,13	0,68	2,11	-0,24	0,71	3,46	4,90
7	Сарата - с.Сарата	1110	5	9,88	1,05	1,03	0,29	1,34	2,38	1,80
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	32	6,20	1,78	4,45	-0,01	2,22	9,08	4,10
9	Тилігул- м. Березівка	3170	23	4,45	1,34	2,23	0,07	1,43	4,32	3,00
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	68	35,7	0,85	3,13	-0,03	0,89	4,16	4,70
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	57	75,3	0,79	2,08	0,17	0,80	2,54	3,20
12	Бужок-смт Меджибож	698	36	10,1	0,58	2,24	-0,03	0,61	3,10	5,10
13	Іква-смт Стара Синява	439	66	7,11	0,95	3,48	0,19	1,02	4,84	4,70
14	Згар-смт Літин	692	79	7,50	1,04	4,71	-0,01	1,11	7,02	6,30
15	Рів-с.Демидівка	1130	90	18,0	0,85	1,84	0,16	0,85	2,05	2,40
16	Соб-с.Зозів	92,5	66	1,06	1,55	5,56	-0,03	1,81	9,47	5,20
17	Савранка-с.Осички	1740	71	6,10	0,76	3,45	-0,09	0,79	4,71	6,00

Продовження таблиці Б.1

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	n , років	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	753	44	6,80	0,72	1,55	-0,02	0,73	1,84	2,50
19	Кодима-с.Обжила	145	43	0,71	0,77	1,74	0,03	0,77	2,14	2,80
20	Кодима-с.Катеринка	2390	77	3,35	0,85	1,52	0,15	0,85	1,67	2,00
21	Гнилий Тікич-сmt. Лисянка	1450	65	7,70	1,43	3,67	0,13	1,55	5,22	3,40
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	82	6,37	1,01	3,26	0,16	1,04	4,22	4,10
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	56	10,8	0,86	2,56	0,15	0,89	3,33	3,80
24	Циганка-с.Краснопілля	248	30	4,26	1,43	3,65	-0,09	1,71	6,82	4,00
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	25	22,3	3,66	4,95	-0,02	4,46	12,3	2,80
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	78	19,0	2,49	6,55	0,04	2,91	11,4	3,90
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	62	4,80	2,20	3,32	0,03	2,32	4,62	2,00
28	Чичиклія-с.Василівка	436	33	2,24	1,66	4,09	-0,12	1,76	7,82	4,40
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	39	7,34	1,44	2,06	0,28	1,50	2,71	1,80
30	Інгул-м.Кіровоград	840	67	9,28	1,57	4,37	0,25	1,71	6,62	3,90
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	33	32,6	1,02	2,40	-0,17	1,05	3,52	3,40
32	Інгул-с.Седнівка	4770	57	29,2	1,10	2,17	0,30	1,12	2,69	2,40
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	79	21,8	0,90	1,55	0,25	0,90	1,70	1,90
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	42	4,82	1,65	4,90	0,14	1,94	10,5	4,80
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	36	5,05	2,32	3,64	-0,11	2,53	6,31	2,50
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	33	9,20	1,47	2,76	-0,05	1,54	4,3	2,80

Кінець таблиці Б.1

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	n , років	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	31	24,5	1,10	2,99	0,29	1,33	5,11	3,80
38	Інгулець-с.Могили́вка	9280	40	20,5	1,11	3,65	0,37	1,28	6,23	4,90
39	Молочна-м.Токмак	760	60	3,55	1,11	2,70	0,58	1,16	3,68	3,20
40	Молочна-с.Терпіння	2780	44	4,21	0,90	2,44	0,08	1,05	3,51	3,30
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	56	7,74	1,29	1,70	-0,07	1,33	2,04	1,50
42	Обитічна-с.Шевченко	390	25	9,63	1,22	1,75	0,31	1,28	2,44	1,90
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	61	8,79	1,69	4,62	-0,03	1,99	7,54	3,80
44	Кільтиччя-с.Новотроїцьке	398	29	7,65	1,22	2,06	0,52	1,32	3,15	2,40
45	Берда-с.Захарівка	718	49	8,28	1,09	1,79	0,26	1,12	2,22	2,00
46	Берда-с.Осипенко	1620	74	13,0	1,48	3,91	0,09	1,65	5,62	3,40
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотїне)	263	13	23,3	1,22	3,22	0,00	1,64	8,64	5,30
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	6	35,0	0,61	0,41	0,66	0,77	0,84	1,10
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	3700	28	41,8	1,34	4,13	-0,14	1,58	8,58	5,40
50	Кальчик-с.Кременівка	469	53	14,0	2,40	5,15	-0,06	2,58	9,33	3,60
51	Кальчик-м.Маріуполь	1250	23	14,9	2,34	4,41	-0,03	2,65	10,6	4,00
52	балка Полкова-с.Кременівка	63	16	3,97	1,57	2,64	0,78	1,86	6,05	3,20
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	53	14,3	2,20	3,57	-0,02	2,34	5,34	2,30
54	Калець-х.Перемога	164	16	3,16	0,66	0,6	-0,09	0,67	0,71	1,10
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	7	1,34	1,42	1,58	-0,08	1,72	3,58	2,10

Таблиця Б.2 - Максимальні витрати води дощових паводків річок Півдня України різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) при $C_s=3C_v$ (трипараметричний гама-розподіл)

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	Витрати води, м ³ /с			
				$Q_{1\%}$	$Q_{3\%}$	$Q_{5\%}$	$Q_{10\%}$
1	Кагул-с.Гаваноси	30,2	2,98	288	172	129	79,2
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	15,1	3,55	144	85,9	64,2	39,5
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	8,39	0,59	25,4	20,2	17,8	14,7
4	Муса - з.ст.Комрат	12,2	1,50	87,9	57,0	44,7	30,1
5	б.Тараклія – смт Тараклія	5,1	0,80	20,2	15,0	12,9	10,0
6	Когильник – смт Котовськ	6,13	0,71	21,7	16,6	14,5	11,5
7	Сарата - с.Сарата	9,88	1,34	63,8	42,5	33,9	23,5
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	6,2	2,22	59,1	35,4	26,4	16,3
9	Тилігул- м.Березівка	4,45	1,43	30,6	20,1	15,8	10,9
10	Південний Буг-с.Лелітка	35,7	0,89	156	114	95,7	73,2
11	Південний Буг-с.Сабарів	75,3	0,80	298	222	190	148
12	Бужок-смт Меджибож	10,1	0,61	31,4	24,8	21,8	18,0
13	Іква-смт Стара Синява	7,11	1,02	35,3	25,6	20,8	15,4
14	Згар-смт Літин	7,50	1,11	40,1	28,2	23,1	16,9
15	Рів-с.Демидівка	18,0	0,85	75,3	55,4	47,0	36,3
16	Соб-с.Зозів	1,06	1,81	9,22	5,65	4,30	2,73
17	Савранка-с.Осички	6,10	0,79	23,9	17,9	15,3	12,0
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	6,80	0,73	24,7	18,8	16,3	12,9
19	Кодима-с.Обжила	0,71	0,77	2,72	2,04	1,76	1,38
20	Кодима-с.Катеринка	3,35	0,85	14,0	10,3	8,74	6,75
21	Гнилий Тікич-смт.Лисянка	7,70	1,55	100	67,7	54,5	38,6
22	Велика Вись-с.Ямпіль	6,37	1,04	32,2	22,7	18,7	14,0
23	Ятрань-с.Покотилове	10,8	0,89	51	37,1	31,3	23,9

Продовження таблиці Б.2

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	Витрати води, м ³ /с			
				$Q_{1\%}$	$Q_{3\%}$	$Q_{5\%}$	$Q_{10\%}$
24	Циганка-с.Краснопілля	4,26	1,70	34,7	21,7	16,7	10,8
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	22,3	4,46	34,4	23,9	19,5	14,1
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	19,0	2,91	181	108	80,9	49,8
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	4,8	2,32	45,7	27,0	20,4	12,6
28	Чичиклія-с.Василівка	2,24	1,76	18,9	11,7	9,00	5,70
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	7,34	1,50	52,9	34,3	26,9	18,1
30	Інгул-м.Кіровоград	9,28	1,71	76,0	47,5	36,5	23,7
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	32,6	1,05	166	117	96,5	71,4
32	Інгул-с.Седнівка	29,2	1,12	157	111	90,8	65,7
33	Інгул-с.Новогорожене	21,8	0,90	96,1	70,0	58,9	44,9
34	Громокля-с.Михайлівка	4,82	1,94	44,9	26,9	20,2	12,6
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	5,05	2,53	48,1	28,8	21,5	13,2
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	9,20	1,54	68,1	43,8	34,2	22,9
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	24,5	1,33	157	105	83,8	58,3
38	Інгулець-с.Могилівка	20,5	1,28	127	85,3	68,5	49,4
39	Молочна-м.Токмак	3,55	1,16	19,5	14,0	11,2	8,06
40	Молочна-с.Терпіння	4,21	1,01	20,9	15,2	12,3	9,14
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	7,74	1,33	49,5	33,0	26,6	18,4
42	Обитічна-с.Шевченко	9,63	1,28	59,4	40,1	32,2	22,6
43	Обитічна-м.Приморськ	8,79	1,99	83,8	50,1	37,4	23,0
44	Кільтиччя-с.Новотроїцьке	7,65	1,32	48,6	32,4	26,1	18,1
45	Берда-с.Захарівка	8,29	1,12	44,5	31,5	25,8	18,7
46	Берда-с.Осипенко	13,0	1,65	103	65,0	50,2	32,9

Кінець таблиці Б.2

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	Витрати води, м ³ /с			
				$Q_{1\%}$	$Q_{3\%}$	$Q_{5\%}$	$Q_{10\%}$
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt.Авдотїне)	23,3	1,64	183	116	89,7	58,9
48	Кальміус-с.Роздольне	35,0	0,77	133	100	86,3	67,8
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	41,8	1,58	317	203	157	104
50	Кальчик-с.Кременівка	14,0	2,58	133	79,8	59,6	36,7
51	Кальчик-м.Маріуполь	14,9	2,65	142	84,8	63,4	39,0
52	балка Полкова-с.Кременівка	3,97	1,86	35,2	21,5	16,3	10,3
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	14,2	2,34	135	80,9	60,5	37,2
54	Калець-х.Перемога	316	0,67	10,6	8,24	7,20	5,81
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1,34	1,72	11,0	6,88	5,27	3,43

Таблиця Б.3 - Максимальні витрати води дощових паводків річок Півдня України забезпеченістю ($P=1\%$) при $C_s=3 C_v$ (біноміальний розподіл)

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	C_s	C_s розр.	Φ	$Q_{1\%}$
1	Кагул-с.Гаваноси	50,2	2,13	8,95	5,10	4,57	265
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	15,1	3,55	9,83	5,74	4,68	150
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	8,39	0,59	0,16	5,01	2,37	20,1
4	Муса - з.ст.Комрат	12,2	1,50	7,1	5,37	4,41	109
5	б.Тараклія – смт Тараклія	5,1	0,80	2,64	5,30	3,88	20,9
6	Когильник – смт Котовськ	6,13	0,71	3,46	5,11	4,2	24,4
7	Сарата - с.Сарата	9,88	1,34	2,38	4,49	3,77	59,8
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	6,2	2,22	9,08	4,60	4,46	48,5
9	Тилігул- м.Березівка	4,45	1,43	4,32	4,14	4,41	32,5
10	Південний Буг-с.Лелітка	35,7	0,89	4,16	4,06	4,35	174
11	Південний Буг-с.Сабарів	75,3	0,80	2,54	3,79	3,84	307
12	Бужок-смт Меджибож	10,1	0,61	3,1	4,65	4,08	35,2
13	Іква-смт Стара Синява	7,11	1,02	4,84	4,81	4,51	39,8
14	Згар-смт Літин	7,50	1,11	7,02	4,65	4,47	59,5
15	Рів-с.Демидівка	18,0	0,85	2,05	4,49	3,62	73,4
16	Соб-с.Зозів	1,06	1,81	9,47	5,34	4,61	9,80
17	Савранка-с.Осички	6,10	0,79	4,71	4,34	4,48	27,7
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	6,80	0,73	1,84	4,63	3,52	24,3
19	Кодима-с.Обжила	0,71	0,77	2,14	5,18	3,66	2,70
20	Кодима-с.Катеринка	3,35	0,85	1,67	4,23	3,43	13,1
21	Гнилий Тікич-смт.Лисянка	7,70	1,55	5,22	4,40	4,593	62,5
22	Велика Вись-с.Ямпіль	6,37	1,04	4,22	4,18	4,39	35,5
23	Ятрань-с.Покотилове	10,8	0,89	3,33	4,27	4,16	50,8

Продовження таблиці Б.3

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	C_s	Уточнені C_s	Φ	$Q_{1\%}$
24	Циганка-с.Краснопілля	4,26	1,70	6,82	5,00	4,54	36,6
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	22,3	4,46	12,3	4,33	4,41	164
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	19,0	2,91	11,4	4,26	4,4	138
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	4,8	2,32	4,62	5,00	4,46	54,5
28	Чичиклія-с.Василівка	2,24	1,76	7,82	4,81	4,5	18,4
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	7,34	1,50	2,71	4,47	3,92	50,5
30	Інгул-м.Кіровоград	9,28	1,71	6,62	4,59	4,46	71,4
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	32,6	1,05	3,52	4,15	4,22	177
32	Інгул-с.Седнівка	29,2	1,12	2,69	4,00	3,91	157
33	Інгул-с.Новогорожене	21,8	0,90	1,7	3,89	3,45	89,5
34	Громоклія-с.Михайлівка	4,82	1,94	10,5	4,41	4,42	36,1
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	5,05	2,53	6,31	4,51	4,44	38,7
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	9,20	1,54	4,3	4,42	4,41	71,7
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	24,5	1,33	5,11	3,80	4,567	173
38	Інгулець-с.Могилівка	20,5	1,28	6,23	3,78	4,71	144
39	Молочна-м.Токмак	3,55	1,16	3,68	4,62	4,26	21,1
40	Молочна-с.Терпіння	4,21	1,01	3,51	4,18	4,21	22,8
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	7,74	1,33	2,04	4,90	3,62	45,0
42	Обитічна-с.Шевченко	9,63	1,28	2,44	4,85	3,8	56,5
43	Обитічна-м.Приморськ	8,79	1,99	7,54	4,44	4,43	66,4
44	Кільтичя-с.Новотроїцьке	7,65	1,32	3,15	4,84	4,09	49,0
45	Берда-с.Захарівка	8,29	1,12	2,22	4,64	3,69	42,5
46	Берда-с.Осипенко	13,0	1,65	5,62	4,37	4,66	113

Кінець таблиці Б.3

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	C_s	Уточнені C_s	Φ	$Q_{1\%}$
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотїне)	23,3	1,64	8,64	4,98	4,54	199
48	Кальміус-с.Роздольне	35,0	0,77	0,84	4,35	2,92	114
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	41,8	1,58	8,58	4,09	4,36	289
50	Кальчик-с.Кременівка	14,0	2,58	9,33	4,79	4,5	115
51	Кальчик-м.Маріуполь	14,9	2,65	10,6	4,45	4,43	113
52	балка Полкова-с.Кременівка	3,97	1,86	6,05	5,47	4,7	38,7
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	14,2	2,34	5,34	4,97	4,61	169
54	Калець-х.Перемога	3,16	0,67	0,71	5,14	2,83	9,20
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1,34	1,72	3,58	4,47	4,23	11,1

Таблиця Б.4 - Максимальні витрати води дощових паводків річок Півдня України забезпеченістю $P=1\%$

№ з/п	Річка- пост	Багаторічні характеристики максимальних витрат води дощових паводків					
		за даними статистичної обробки станом на 2010 рік			за даними РПВ станом на 1969 рік		
		$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	$Q_{1\%}$, м ³ /с	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	$Q_{1\%}$, м ³ /с
1	Тилігул-с.Новоукраїнка	6,2	2,22	59,1	8,73	1,88	170
2	Тилігул- м.Березівка	4,45	1,43	30,6	6,40	2,42	140
3	Південний Буг-с.Лелітка	35,7	0,89	156	34,3	1,08	213
4	Південний Буг-с.Сабарів	75,3	0,80	298	60,3	1,02	439
5	Бужок-сmt Меджибож	10,1	0,61	31,4	9,00	1,33	78,0
6	Іква-сmt Стара Синява	7,11	1,02	35,3	7,60	1,28	80,0
7	Згар-сmt Літин	7,50	1,11	40,1	5,70	1,48	105
8	Рів-с.Демидівка	180	0,85	75,3	19,1	1,03	102
9	Соб-с.Зозів	1,06	1,81	9,22	1,94	1,79	56,0
10	Савранка-с.Осички	6,10	0,79	23,9	5,50	1,77	(90,0)
11	Синиця-с.Кам'яний Брід	6,80	0,73	24,7	7,30	1,23	90,0
12	Гнилий Тікич-сmt Лисянка	7,70	1,55	100	19,9	1,20	160
13	Велика Вись-с.Ямпіль	6,37	1,04	32,2	8,30	1,50	90,0
14	Ятрань-с.Покотилове	10,8	0,89	51,0	17,6	0,99	106
15	Циганка-с.Краснопілля	4,26	1,70	34,7	4,90	1,62	90,0
16	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	19,0	2,91	181	20,7	1,38	200
17	Мертвовід- с. Крива Пустош	4,80	2,32	45,7	7,80	1,88	200
18	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	7,34	1,50	52,9	9,98	1,51	125
19	Інгул-м.Кіровоград	9,28	1,71	76,0	14,8	1,51	190
20	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	32,6	1,05	166	32,7	1,13	250
21	Інгул-с.Седнівка	29,2	1,12	157	59,6	1,00	260
22	Інгул-с.Новогорожене	21,8	0,90	96,1	28,1	1,09	151
23	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	5,05	2,53	48,1	5,00	-	148

Кінець таблиці Б.4

№ з/п	Річка- пост	Багаторічні характеристики максимальних витрат води дощових паводків					
		за даними статистичної обробки станом на 2010 рік			за даними РПВ станом на 1969 рік		
		$\overline{Q}_m$, м ³ /с	C _v	Q _{1%} , м ³ /с	$\overline{Q}_m$, м ³ /с	C _v	Q _{1%} , м ³ /с
24	Інгулець-с.Олександростепанівка	9,20	1,54	68,1	9,20	1,75	136
25	Інгулець-м.Кривий Ріг	24,5	1,33	157	24,5	1,34	222
26	Інгулець-с.Могилівка	20,5	1,28	127	20,5	1,31	241
27	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	7,65	1,32	48,6	15,1	1,55	250
28	Берда-с.Осипенко	13,0	1,65	103	31,6	1,27	272
29	Кальміус-м.Донецьк (сmt.Авдотїне)	23,3	1,64	183	22,3	1,00	200
30	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	41,8	1,58	317	41,6	1,02	266

Таблиця Б.5 - Максимальні витрати води дощових паводків річок Півдня України забезпеченістю ($P=5, 50, 95\%$) при $C_s=3 C_v$ (біноміальний розподіл)

№ за рис.4.1	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	Витрати води, $\text{м}^3/\text{с}$			S	C_s	σ_Q	$\bar{Q}_m, \text{м}^3/\text{с}$	C_v	C_s/C_v
			5%	50%	95%						
1	р.Кагул-с.Гаваноси	186	251	6,31	0,40	0,95	4,3	107	50,2	2,13	2,00
3	р.Ялпуг - з.ст.Комрат	241	19,0	9,00	1,60	0,16	0,5	5,34	9,42	0,57	0,88
4	р.Муса - з.ст.Комрат	83,5	70,0	8,00	1,00	0,80	3,0	26,2	18,5	1,42	2,10
5	б.Тараклія-с.мт.Тараклія	103	14,5	4,9	1,0	0,42	1,5	4,43	5,96	0,74	2,03
6	р.Когильник - с.мт.Котовське	179	19,8	4,8	2,8	0,76	2,8	6,27	7,24	0,87	3,20
8	р.Тилігул-с.Новоукраїнка	810	30,9	2,34	0,72	0,89	3,6	12,1	7,45	1,63	2,21
9	р.Тилігул-с.мт.Березівка	3170	25,1	2,51	0,06	0,80	3,0	9,52	6,39	1,49	2,00
10	р.Південний Буг-с.Лелітка	4000	109	30,0	14,0	0,68	2,4	33,69	18,2	1,85	1,3
11	р.Південний Буг-с.Сабарів	9010	226	64,0	19,0	0,57	2,0	70,2	85,8	0,82	2,44
12	р.Бужок-с.мт.Меджибож	698	24,0	9,0	3,0	0,42	1,5	6,82	10,6	0,65	2,31
13	р.Іква-с.мт.Стара Синява	439	24,0	5,5	1,5	0,64	2,3	7,87	8,17	0,96	2,4
14	р.Згар-с.мт.Літин	692	22,0	6,5	1,0	0,48	1,7	6,88	8,29	0,83	2,05
15	р.Рів-с.Демидівка	1130	54,0	15,0	3,50	0,54	1,9	16,9	10,1	1,68	1,13
16	р.Соб-с.Зозів	92,5	4,17	0,50	0,23	0,86	3,4	1,56	1,14	1,37	2,48

Продовження таблиці Б.5

№ за рис.4.1	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	Витрати води, $\text{м}^3/\text{с}$			S	C_s	σ_Q	$\bar{Q}_m, \text{м}^3/\text{с}$	C_v	C_s/C_v
			5%	50%	95%						
17	р.Савранка-с.Осички	1740	15,0	5,0	2,5	0,6	2,0	4,27	6,35	0,67	2,98
18	р.Синиця-с.Кам'яний Брід	753	18,5	5,0	2,5	0,69	2,5	5,73	7,79	0,74	3,38
19	р.Кодима-с.Обжила	145	2,1	0,6	0,2	0,58	2,05	0,66	0,81	0,82	2,50
20	р.Кодима-с.Катеринка	2390	10,2	2,9	0,5	0,51	1,80	3,22	3,8	0,85	2,12
22	р.Гнилий Тікич-с.мт.Лисянка	1450	66,0	9,0	2,5	0,8	3,00	24,1	18,6	1,29	2,33
23	р.Велика Вись-с.Ямпіль	2820	24,5	5,00	1,8	0,72	2,60	8,22	8,04	1,02	2,55
24	р.Ятрань-с.Покотилове	2140	36,5	8,50	4,50	0,75	2,75	11,9	13,0	0,91	3,02
25	р.Циганка-с.Краснопілля	248	20,0	2,0	0,50	0,85	3,30	7,62	5,12	1,49	2,2
26	р.Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	214	4,26	1,41	0,97	4,6	93,2	41,5	2,24	2,05
27	р.Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	95,0	5,0	1,5	0,93	4,1	39,3	21,1	1,86	2,2
28	р.Мертвовід-с.Крива Пустош	252	34,7	1,35	0,28	0,94	4,2	14,6	7,32	1,99	2,12
29	р.Чичиклія-с.Василівка	436	14,0	1,20	0,10	0,84	3,25	5,39	3,41	1,58	2,06
30	р.Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	79,4	3,16	0,60	0,92	3,90	32,9	16,7	1,98	2,00
31	р.Інгул-м.Кіровоград	840	39,0	4,00	1,00	0,83	3,20	14,7	10,0	1,47	2,20

Продовження таблиці Б.5

№ за рис.4.1	Річка-пост	F , км ²	Витрати води, м ³ /с			S	C_s	σ_Q	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	C_s/C_v
			5%	50%	95%						
32	р.Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	112	24,0	4,0	0,63	2,2	37,2	36,3	1,03	2,14
33	р.Інгул-с.Седнівка	4770	110,0	9,0	7,0	0,97	4,6	45,2	27,1	1,67	2,75
34	р.Інгул-с.Новогорожене	6670	65,0	15,0	4,0	0,64	2,3	21,3	22,3	0,96	2,40
35	р.Громокля-с.Михайлівка	1410	33,0	3,0	0,4	0,84	3,25	12,6	8,18	1,54	2,10
36	р.Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	35,5	0,89	0,20	0,97	4,60	15,5	7,08	2,19	2,10
37	р.Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	43,0	4,00	0,20	0,83	3,20	16,5	10,8	1,50	2,13
38	р.Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	87,0	18,0	1,50	0,61	2,00	29,4	27,1	1,10	1,82
39	р.Інгулець-с.Могилівка	9280	65,0	15,0	4,00	0,64	2,30	21,3	22,3	0,96	2,4
40	р.Молочна-м.Токмак	760	16,2	2,50	0,90	0,39	1,40	4,90	3,58	1,37	1,02
41	р.Молочна-с.Терпіння	2780	14,0	3,20	1,00	0,66	2,32	4,58	4,8	0,95	2,4
42	р.Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	30,0	3,10	0,50	0,82	3,15	11,3	7,7	1,47	2,14
43	р.Обитічна-с.Шевченко	390	50,0	5,50	1,80	0,85	3,30	18,8	13,2	1,42	2,32
44	р.Обитічна-м.Приморськ	1300	39,8	5,25	1,32	0,80	3,00	14,6	11,1	1,32	2,20

Кінець таблиці Б.5

№ за рис.4.1	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	Витрати води, $\text{м}^3/\text{с}$			S	C_s	σ_Q	$\bar{Q}_m, \text{м}^3/\text{с}$	C_v	C_s/C_v
			5%	50%	95%						
45	р.Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	30,0	2,00	0,50	0,90	3,70	12,0	7,06	1,70	2,20
46	р.Берда-с.Захарівка	718	30,0	4,90	1,90	0,78	2,90	10,5	8,99	1,17	2,48
47	р.Берда-с.Осипенко	1620	59,0	8,50	2,00	0,78	2,90	21,3	16,8	1,27	2,28
48	р.Кальміус-м.Донецьк (сmt.Авдотїне)	263	103	15,0	6,00	0,81	3,10	37,0	29,8	1,24	2,50
50	р.Кальміус-сmt.Сартана (сmt.Приморське)	3700	130	28,0	9,00	0,68	2,40	42,9	43,0	1,00	2,40
51	р.Кальчик-с.Кремнівка	469	100	3,80	1,26	0,94	4,20	41,8	20,9	2,00	2,10
52	Р.Кальчик-м.Маріуполь	1250	100	5,37	1,58	0,92	3,90	40,8	22,1	1,85	2,11
54	р.Малий Кальчик-с.Кременівка	270	100	3,50	0,50	0,94	4,20	42,2	20,8	2,03	2,07
55	р.Калець-х.Перемога	164	8,90	3,20	0,60	0,37	1,30	2,64	3,75	0,70	1,86

Таблиця Б.6 - Максимальні витрати води дощових паводків річок Півдня України різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) при $C_s=2,5C_v$ (графоаналітичний метод)

№ за рис.4.1	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C_v	Витрати води, м ³ /с			
				$Q_{1\%}$	$Q_{3\%}$	$Q_{5\%}$	$Q_{10\%}$
1	Кагул-с.Гаваноси	50,2	2,13	489	302	227	140
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	9,42	0,57	27,1	22,0	19,7	16,4
4	Муса – з.ст.Комрат	18,5	1,42	126	85,2	68,0	47,0
5	б.Тараклія-сmt Тараклія	5,96	0,74	21,5	16,7	14,5	11,6
6	Когильник – сmt Котовське	7,24	0,87	30,3	22,8	19,5	15,1
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	7,45	1,63	58,5	38,2	29,9	19,8
9	Тилігул- м.Березівка	6,39	1,49	45,7	30,6	24,2	16,5
10	Південний Буг-с.Лелітка	18,2	1,85	163	103	78,8	50,1
11	Південний Буг-с.Сабарів	85,8	0,82	340	258	222	174
12	Бужок-сmt Меджибож	10,6	0,65	33,9	27,1	23,8	38,6
13	Іква- сmt Стара Синява	8,17	0,96	37,6	27,7	23,4	17,8
14	Згар-сmt Літин	8,29	0,83	33,2	25,2	21,6	16,9
15	Рів-с.Демидівка	10,1	1,68	81,7	56,7	41,1	27,0
16	Соб-с.Зозів	1,14	1,37	7,50	5,10	4,10	2,90
17	Савранка-с.Осички	6,35	0,67	20,9	16,6	14,5	11,8
18	Синиця-с.Кам'яний Бід	7,79	0,74	28,0	21,8	18,9	15,1
19	Кодима-с.Обжила	0,81	0,82	3,20	2,40	2,10	1,60
20	Кодима-с.Катеринка	3,80	0,85	15,6	11,8	10,1	7,90
21	Гнилий Тікич- сmt Лисянка	18,6	1,29	115	79,6	64,5	45,7
22	Велика Вись-с.Ямпіль	8,04	1,02	39,2	28,5	24,0	18,0
23	Ятрань-с.Покотилове	13,0	0,91	56,8	42,4	36,0	27,7
24	Циганка-с.Краснопілля	5,12	1,49	36,6	24,5	19,4	13,2
25	Чорний Ташлик- с.Піщаний Бід	41,5	2,24	404	250	188	115
26	Чорний Ташлик- с.Тарасівка	21,1	1,86	190	120	91,6	58,0
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	7,32	1,99	70,9	43,9	33,0	20,4
28	Чичиклія-с.Василівка	3,41	1,58	25,9	17,1	13,4	9,0
29	Гнилий Єланець- с.Женево-Криворіжжя	16,7	1,98	161	99,2	74,8	46,3

Кінець таблиці Б.6

№ за рис. 4.1	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	C _v	Витрати води, м ³ /с			
				Q _{1%}	Q _{3%}	Q _{5%}	Q _{10%}
30	Інгул-м.Кіровоград	10,0	1,47	70,5	47,4	37,6	25,7
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	36,3	1,03	179	130	109	81,6
32	Інгул-с.Седнівка	27,1	1,67	218	142	110	72,6
33	Інгул-с.Новогорожене	22,3	0,96	102	75,4	63,6	48,5
34	Громоклія-с.Михайлівка	8,18	1,54	60,5	40,2	31,7	21,4
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	7,08	2,19	69,0	42,6	32,0	19,7
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	10,8	1,50	77,5	51,8	41,0	27,9
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	27,1	1,10	143	102	84,8	62,6
38	Інгулець-с.Могилівка	22,2	0,96	102	75,4	63,6	48,5
39	Молочна-м.Токмак	3,58	1,37	23,5	16,0	12,9	9,0
40	Молочна-с.Терпіння	4,80	0,95	21,8	16,2	13,7	10,4
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	7,70	1,47	54,3	36,5	29,0	19,8
42	Обитічна-с.Шевченко	13,2	1,42	90,0	60,9	48,6	33,6
43	Обитічна-м.Приморськ	11,1	1,32	70,2	48,3	39,0	27,4
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	7,06	1,70	57,9	37,4	29,0	19,0
45	Берда-с.Захарівка	8,99	1,17	50,3	35,6	29,3	21,3
46	Берда-с.Осипенко	16,8	1,27	102	70,9	57,6	41,0
47	Кальміус-м.Донецьк (смт.Авдотїне)	29,8	1,24	177	123	101	72,1
49	Кальміус-смт Сартана (смт.Приморське)	43,0	1,00	206	151	126	95,5
50	Кальчик-с.Кремнівка	21,0	2,00	204	130	94,7	58,2
51	Кальчик-м.Маріуполь	22,1	1,85	198	125	95,7	60,8
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	20,8	2,03	202	125	93,9	57,8
54	Калець-х.Перемога	3,75	0,70	12,8	10,1	8,80	7,10

Таблиця Б.7 - Статистичні параметри часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків на річках Півдня України

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	n , років	$\bar{Y}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
1	Кагул-с.Гаваноси	186	17	4,5	2,82	3,95	-0,09	3,46	10,5	3,00
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	8	1,5	1,80	2,08	-0,10	2,26	5,39	2,40
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	16	2,5	0,74	1,74	-0,06	0,77	2,82	3,70
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	14	4,1	1,36	3,15	0,12	1,50	7,96	5,30
5	б.Тараклія – с.мт Тараклія	103	20	2,3	0,98	1,31	-0,15	1,01	1,75	1,70
6	Когильник – с.мт Котовське	179	20	4,6	0,84	1,18	0,27	0,89	1,61	1,80
7	Сарата - с.Сарата	1110	5	1,7	1,28	1,43	0,09	1,59	3,64	2,30
8	Тилігул- с.Новоукраїнка	810	32	2,0	1,13	2,08	-0,02	1,17	2,91	2,50
9	Тилігул- м. Березівка	3170	23	0,5	1,88	2,89	0,42	2,18	4,07	1,90
10	Південний Буг- с.Лелітка	4000	68	6,3	1,04	2,65	0,09	1,08	3,34	3,10
11	Південний Буг- с.Сабарів	9010	57	6,1	1,08	1,77	0,09	1,10	2,07	1,90
12	Бужок-с.мт Ме- джибож	698	36	11	0,71	0,85	-0,14	0,72	0,93	1,30
13	Іква-с.мт Стара Синява	439	66	7,8	0,86	2,35	0,22	0,88	2,94	3,30
14	Згар-с.мт Літин	692	79	6,7	1,01	1,88	0,16	1,02	2,13	2,10
15	Рів-с.Демидівка	1130	90	5,0	1,11	2,39	0,15	1,12	2,80	2,50
16	Соб-с.Зозів	92,5	66	4,4	0,66	0,47	0,03	0,65	0,49	0,80
17	Савранка- с.Осички	1740	71	2,5	1,10	1,87	0,10	1,12	2,15	1,90
18	Синиця- с.Кам'яний Брід	753	44	1,7	0,85	0,85	0,04	0,86	0,92	1,10
19	Кодима-с.Обжила	145	43	1,8	1,14	1,25	0,01	1,16	1,42	1,20
20	Кодима- с.Катеринка	2390	77	1,2	1,2	1,45	0,03	1,22	1,58	1,30

Продовження таблиці Б.7

№ з/п	Річка-пост	$F, \text{ км}^2$	$n, \text{ років}$	$\bar{Y}_m, \text{ мм}$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
21	Гнилий Тікич-с.мт Лисянка	1450	21	1,8	0,94	1,38	0,16	0,97	1,85	1,90
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	53	0,9	1,35	3,41	0,15	1,45	5,00	3,40
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	56	2,4	0,75	0,92	0,42	0,76	0,98	1,30
24	Циганка-с.Краснопілля	248	30	2,0	1,19	3,07	-0,08	1,34	5,23	3,90
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	25	1,8	2,00	4,14	-0,07	2,21	9,33	4,20
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	78	2,1	1,18	4,21	0,04	1,28	6,03	4,70
27	Мертвовід-с. Крива Пустош	252	53	2,4	1,90	4,94	-0,12	2,76	8,89	3,20
28	Чичиклія-с.Василівка	436	33	1,1	1,51	3,13	0,20	1,66	5,60	3,40
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	39	1,0	1,57	2,43	0,19	1,72	3,77	2,20
30	Ігул-м.Кіровоград	840	67	1,8	0,98	1,94	0,25	0,99	2,27	2,30
31	Ігул-с.Ігуло-Кам'янка	3080	33	1,5	0,86	1,62	0,16	0,88	2,05	2,30
32	Ігул-с.Седнівка	4770	57	1,7	0,76	2,00	-0,12	0,77	2,41	3,10
33	Ігул-с.Новогорожене	6670	79	1,5	1,13	2,49	0,14	1,14	3,01	2,60
34	Громокля-с.Михайлівка	1410	42	0,6	1,08	1,43	0,44	1,11	1,77	1,60
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	36	1,2	2,92	5,77	-0,08	3,27	13,1	4,00
36	Ігулець-с.Олександр-Степанівка	1400	33	1,2	1,91	2,62	0,22	2,05	3,99	2,00
37	Ігулець-м.Кривий Ріг	8600	31	0,8	1,77	3,70	0,13	1,89	6,87	3,60

Кінець таблиці Б.7

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	n , років	$\bar{Y}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
38	Інгулець- с.Михайлівка	8600	40	0,9	1,38	3,57	0,08	1,56	5,88	3,80
39	Молочна- м.Токмак	9280	60	1,6	0,91	1,37	0,24	0,92	1,52	1,70
40	Молочна- с.Терпіння	760	43	0,8	1,89	4,98	0,09	2,29	9,47	4,10
41	Лозуватка- с.Новоолексіївка	331	56	2,4	0,94	1,59	-0,09	0,95	1,83	1,90
42	Обитічна- с.Шевченко	390	25	2,0	0,62	0,95	0,003	0,63	1,11	1,80
43	Обитічна- м.Приморськ	1300	61	2,2	0,78	0,94	0,01	0,79	1,00	1,30
44	Кильтиччя- с.Новотроїцьке	398	29	2,9	0,58	0,78	-0,13	0,58	0,86	1,50
45	Берда- с.Захарівка	718	49	2,9	0,75	0,65	0,00	0,76	0,69	0,90
46	Берда-с.Осіпенко	1620	75	2,0	0,94	1,45	0,02	0,95	1,58	1,70
47	Кальміус- м.Донецьк (сmt Авдотьїне)	263	14	4,9	0,99	1,90	-0,01	1,05	3,43	3,30
48	Кальміус- с.Раздольне	1690	6	2,9	0,59	0,69	-0,71	0,74	1,47	2,00
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	3700	28	2,4	1,26	4,42	-0,15	1,47	9,61	6,50
50	Кальчик- с.Кременівка	469	53	2,9	1,00	2,44	-0,11	1,03	3,16	3,10
51	Кальчик- м.Маріуполь	1250	23	1,7	1,40	2,32	-0,12	1,49	3,79	2,50
52	балка Полкова- с.Кременівка	63,0	16	3,2	1,68	3,18	-0,17	1,89	7,47	4,00
53	Малий Кальчик- с.Кременівка	270	53	4,9	2,09	5,16	-0,06	2,2	9,17	4,20
54	Калець- х.Перемога	164	16	1,8	0,54	0,07	-0,39	0,56	0,19	0,30
55	Глузський Єланчик- с.Гусельщикове	1190	7	0,4	1,48	1,52	-0,09	1,81	3,36	1,90

Таблиця Б.8 - Максимальні шари стоку дощових паводків річок Півдня України різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) при $C_s=2,5 C_v$

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Y}_m$, мм	C_v	Шари стоку, мм			
				$Y_{1\%}$	$Y_{3\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{10\%}$
1	Кагул-с.Гаваноси	4,5	3,46	44	27	20	12
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	1,5	2,26	15	10	7,7	4,3
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	2,5	0,77	9,5	7,3	6, 9	5,0
4	Муса - з.ст.Комрат	4,1	1,50	30	20	16	11
5	б.Тараклія – смт Тараклія	2,3	1,01	11	8,3	6,9	5,2
6	Когильник – смт Ко- товське	4,6	0,89	20	15	13	9,7
7	Сарата - с.Сарата	1,7	1,59	13	8,5	6,7	4,5
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	2,0	1,17	11	8,0	6,6	4,8
9	Тилігул- м. Березівка	0,6	2,18	5,3	3,3	2,5	1,5
10	Південний Буг-с.Лелітка	6,3	1,08	33	24	20	14
11	Південний Буг-с.Сабарів	6,1	1,10	32	23	19	14
12	Бужок-сmt Меджибож	11	0,72	39	30	26	21
13	Іква-сmt Стара Синява	7,8	0,88	33	25	22	16
14	Згар-сmt Літин	6,7	1,02	33	24	20	15
15	Рів-с.Демидівка	5,0	1,12	27	19	16	12
16	Соб-с.Зозів	4,4	0,65	14	11	9,8	8,0
17	Савранка-с.Осички	2,5	1,12	14	9,7	8,0	5,9
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	1,7	0,86	7,2	5,4	4,6	3,6
19	Кодима-с.Обжила	1,8	1,16	9,8	7,0	5,7	4,2
20	Кодима-с.Катеринка	1,2	1,22	6,9	4,8	3,9	2,8
21	Гнилий Тікич- сmt.Лисянка	1,8	0,97	8,3	6,1	5,2	3,9
22	Велика Вись-с.Ямпіль	1,0	1,45	6,6	4,5	3,5	2,4
23	Ятрань-с.Покотилове	2,4	0,76	8,8	6,8	5,9	4,7
24	Циганка-с.Краснопілля	2,6	1,34	17,0	11,0	9,20	6,70
25	Чорний Ташлик- с.Піщаний Брід	1,8	2,21	18,0	11,0	8,3	5,1
26	Чорний Ташлик- с.Тарасівка	2,1	1,28	13,0	8,8	7,1	5,1

Продовження таблиці Б.8

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Y}_m$, мм	C_v	Шари стоку, мм			
				$Y_{1\%}$	$Y_{3\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{10\%}$
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	2,5	2,76	24,0	15,0	11,0	6,8
28	Чичиклія-с.Василівка	1,1	1,66	8,5	5,5	4,3	2,8
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1,0	1,72	8,5	5,5	4,3	2,8
30	Інгул-м.Кіровоград	1,8	0,99	8,5	6,2	5,2	4,0
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	1,5	0,88	6,3	4,7	4,2	3,1
32	Інгул-с.Седнівка	1,7	0,77	6,5	5,0	4,3	3,5
33	Інгул-с.Новогорожене	1,5	1,14	8,4	6,0	4,9	3,6
34	Громоклія-с.Михайлівка	0,6	1,11	3,3	2,4	2,0	1,5
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1,2	3,27	12	7,1	5,3	3,3
36	Інгулець-с.Олександростепанівка	1,2	2,05	12	7,5	5,6	3,5
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	0,8	1,89	7,1	4,4	3,4	2,1
38	Інгулець- с.Могилівка	0,9	1,56	6,5	4,3	3,4	2,3
39	Молочна-м.Токмак	1,6	0,92	6,9	5,2	4,4	3,4
40	Молочна-с.Терпіння	0,8	2,29	8,1	5,0	3,8	2,3
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	2,4	0,95	11,0	8,0	6,7	5,1
42	Обитічна-с.Шевченко	2,0	0,63	6,3	5,6	4,4	3,6
43	Обитічна-м.Приморськ	2,2	0,79	8,4	6,4	5,5	4,4
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	2,9	0,58	8,5	6,9	6,1	5,1
45	Берда-с.Захарівка	2,9	0,76	11,0	8,3	7,2	5,7
46	Берда-с.Осипенко	2,0	0,95	8,9	6,6	5,6	4,3
47	Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотїне)	4,9	1,05	25,0	18,0	15,0	11,0
48	р.Кальміус-с.Роздольне	2,9	0,74	10,0	8,0	7,0	5,6
49	р.Кальміус-сmt Сартана (Приморське)	2,4	1,47	17,0	11,0	8,9	6,1
50	р.Кальчик-с.Кременівка	2,9	1,03	14,0	10,0	8,6	6,5
51	р.Кальчик-м.Маріуполь	1,7	1,49	12,3	8,2	6,5	4,4

Кінець таблиці Б.8

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Y}_m$, мм	C_v	Шари стоку, мм			
				$Y_{1\%}$	$Y_{3\%}$	$Y_{5\%}$	$Y_{10\%}$
52	балка Полкова- с.Кременівка	3,2	1,89	30,0	19,0	14,0	8,9
53	р.Малий Кальчик- с.Кременівка	4,9	2,20	48,0	30,0	22,0	14,0
54	р.Калець-х.Перемога	1,8	0,56	3,90	4,10	3,60	3,00
55	р.Глузський Єланчик- с.Гусельщикове	0,4	1,81	3,6	2,3	1,8	1,1

Таблиця Б.9 - Максимальні шари стоку дощових паводків річок Півдня України забезпеченістю $P=1\%$

№ з/п	Річка- пост	Розрахункові характеристики шарів стоку дощових паводків					
		за даними статисти- чної обробки станом на 2010 рік			за даними РПВ станом на 1969 рік		
		$\bar{Y}_m$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$\bar{Y}_m$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, Мм
1	р.Тилігул-с.Новоукраїнка	2,0	1,17	11	2,1	-	(36)*
2	р.Тилігул-сmt Березівка	0,6	2,18	5,3	0,9	1,40	12
3	р.Південний Буг-с.Лелітка	5,8	1,12	31	4,5	1,00	25
4	р.Південний Буг-с.Сабарів	6,1	1,10	32	4,7	1,44	(23)*
5	р.Згар-сmt Літин	6,1	1,04	30	3,1	-	44
6	р.Рів-с.Демидівка	4,8	1,23	28	2,5	1,25	28
7	р.Соб-с.Зозів	4,1	0,63	13	3,8	-	40
8	р.Савранка-с.Осички	2,3	1,15	12	1,1	1,40	18
9	р.Синиця-с.Кам'яний Брід	1,7	0,86	7,2	1,4	1,10	17
10	р.Гнилий Тікич- сmt Лисянка	1,8	0,97	8,3	1,8	1,19	20
11	р.Велика Вись-с.Ямпіль	1,0	1,45	6,6	0,7	1,40	11
12	р.Циганка-с.Краснопілля	2,6	1,34	17	2,8	1,48	34
13	р.Чорний Ташлик-.Тарасівка	1,9	1,44	13	1,3	1,20	12
14	р.Мертвовід- с. Крива Пустош	2,5	2,76	24	3,2	1,74	40
15	р.Гнилий Єланець-с.Женево- Криворіжжя	1,0	1,72	8,5	1,3	1,60	18
16	р.Ігул-м.Кіровоград	1,6	1,07	8,3	1,9	1,30	22
17	р.Ігул-с.Ігуло-Кам'янка	1,5	0,88	6,3	1,4	1,10	12
18	р.Ігул-с.Седнівка	1,7	0,79	6,5	1,3	1,00	12
19	р.Ігул-с.Новогорожене	1,4	1,22	8,4	1,6	1,20	8,5
20	р.Базавлук-с.Катерино- Наталівка	1,2	3,27	12	0,5	-	31

Кінець таблиці Б.9

№ з/п	Річка- пост	Розрахункові характеристики шарів стоку дощових паводків					
		за даними статисти- чної обробки станом на 2010 рік			за даними РПВ станом на 1969 рік		
		$\bar{Y}_m$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$\bar{Y}_m$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, Мм
21	р.Інгулець-с.Олександро- Степанівка	1,2	2,05	12	1,2	2,20	21
22	р.Інгулець-м.Кривий Ріг	0,8	1,89	7,1	0,8	1,60	(7,5)*
23	р.Інгулець-с.Михайлівка	0,9	1,56	6,4	0,8	1,42	(7,0)*
24	р.Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотїне)	5,0	1,05	25	4,9	1,02	43
25	р.Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	2,4	1,47	17,0	2,3	1,07	15

Примітка

* - наближені дані

Таблиця Б.10 - Список метеорологічних станцій і постів на території Півдня України

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостережень	Число років, <i>n</i>	Широта станції	
				φ° , півн.ш.	φ в частках $^{\circ}$
1	Сербка	1936-41, 1944-86	49	47°01'	47,02
2	Роздільна	1951-86	36	46°51'	46,85
3	Одеса, обсерваторія	1923-27, 1929-32, 1934-35, 1950-86	47	46°28'	46,47
4	Іллічівськ	1963-86	24	46°31'	46,52
5	Білгород-Дністровський	1951-63, 1975-86	25	46°19'	46,32
6	Сарата	1951-86	36	46°01'	46,02
7	Болград	1941, 1945-86	43	45°41'	45,68
8	Вилкове	1945-86	42		
9	Ізмаїл	1951-86	36	45°22'	45,37
10	Вознесенськ	1924-40,42 1945-2009	83	47°34'	47,57
11	Баштанка	1935-40,42 1944-2009	75	47°25'	47,42
12	Миколаїв	1881-1917, 1924-40, 1940-2009	120	46°57'	46,95
13	Тилігуло-Березанка	1939-41, 1944-2009	36	46°50'	46,83
14	Очаків	1939-41, 1951-86	40	46°37'	46,62
15	Велика Олександрівка	1951-86	36	47°19'	47,32
16	Нижні Сірогози	1951-86	36	46°51'	46,86
17	Нова Каховка	1959-86	28	46°62'	46,70
18	Херсон (агрометсанція)	1907,1910, 1930,1933, 1949-86	42	46°38'	46,63
19	Попелак	1958-86	29	46°52'	46,87
20	Асканія - Нова	1949-53, 1955-86	37	46°27'	46,50
21	Бехтери	1951-86	36	46°15'	46,25

Продовження таблиці Б.10

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостережень	Число років, <i>n</i>	Широта станції	
				φ° , півн.ш.	φ в частках $^{\circ}$
22	Кривий Ріг	1951-86	36	47°54'	47,90
23	Нікополь	1951-86	36	47°35'	47,58
24	Седнівка	1951-2009	56	47°58'	47,97
25	Василівка	1951-86	36	47°34'	47,57
26	Березівка	1951-86	36	47°12'	47,20
27	Одеса, Куяльницький лиман	1951-86	36	46°29'	46,48
28	Усатове	1954-86	33	46°33'	46,55
29	Цареградське гирло	1957-86	30	46°08'	46,13
30	Лебедівка	1965, 1967-71, 1973-86	20	45°83'	46,38
31	Червоний Яр	1951-86	36	45°35'	45,58
32	Приморське	1947-64, 1966-86	39	45°97'	46,62
33	Нагірне	1951-52, 1970-86	19	45°26'	45,43
34	Кілія	1951-86	36	45°26'	45,43
35	Кислиця	1963-76, 1978-86	25	45°41'	45,68
36	Крива Пустош	1949-2009	61	47°92'	48,53
37	Олександрівка	1930, 1935-37, 1939, 1946-2009	69	47°41'	47,68
38	Прибужани	1954-2009	56	47°32'	47,53
39	Михайлівка	1954-86	33	46°17'	46,28
40	Новогорожене	1954-2009	56	47°47'	47,78
41	Женево-Криворіжжя	1951-86	36	47°23'	47,38
42	Нова Одеса	1929-32, 1934-35, 1955-2009	40	47°17'	47,28
43	Снігурівка	1953-57, 1968-86	24	47°07'	47,12
44	Парутине	1951-62, 1964-86	35	46°70'	47,17
45	Лимани	1950-86	37	46°72'	47,20

Продовження таблиці Б.10

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостережень	Число років, <i>n</i>	Широта станції	
				φ° , півн.ш.	φ в частках $^{\circ}$
46	Коблеве	1954-57, 1960-71, 1974-86	29	46°40'	46,66
47	Велика Лепетиха	1952-86	35	47°18'	47,30
48	Калинінське	1954-86	33	47°11'	47,18
49	Льове	1954-86	32	46°79'	47,32
50	Станіслав	1948-86	39	46°57'	46,95
51	Гола Пристань	1949-86	38	46°52'	46,87
52	Могилівка	1951-86	36		
53	Затишся	1951-86	36	47°20'	47,33
54	Рені	1951-86	36	45°27'	45,45
55	Кагул	1961-86	26	45°54'	45,90
56	Чимишлія	1965-63, 1965-66, 68,1970-73, 75,1977-86	21	46°52'	46,87
57	Коротне	1965-86	22	46°63'	47,05
58	Тараклія, МАП	1961-78, 1980-84	23	46°57'	46,95
59	Каушани	1961-75, 1977-78, 80,1982-86	23	46°39'	46,65
60	Чадир-Лунга	1961-63, 67,1970-73, 1975-86	20	46°06'	46,01
61	Комрат	1945-86	42	46°18'	46,30
62	Леове	1961-86	20	46°29'	46,48
63	Мирнопілля	1952-60,83	10	46°03'	46,05
64	Вулканешть	1961-63, 1965-67, 1969-72, 1975-86	22	45°68'	45,13
65	Тараклія (ниж.), пост	1960-86	27	45°53'	45,88
66	Балцата	1954,1956, 1960-86	31	45°50'	45,86
67	Кирилівка	1936-42, 1944-91, 1993-94	57	47°20'	47,33

Кінець таблиці Б.10

Номер станції (поста)	Станція (пост)	Період спостережень	Число років, n	Широта станції	
				φ^0 , півн.ш.	φ в частках 0
68	Жданів (Маріуполь)	1936-41, 1947-91, 1993-94	53	47°06'	47,10
69	Мелітополь	1936-41, 1944-91, 1993-94	56	46°50'	46,83
70	Бердянськ	1936-40, 1944-91, 1993-94	55	46°76'	47,27
71	Ботієве	1936-37, 1940-91, 1993-94	56	46°41'	46,68
72	Генічеськ	1936-41, 1944-91, 1993-94	56	46°10'	46.17

Таблиця Б.11 - Статистичні параметри часових рядів максимальних добових опадів теплового періоду року

№ п/п	Станція (пост)	n, років	$\bar{H}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
1	Сербка	49	39	0,40	0,83	0,05	0,40	0,88	2,20
2	Роздільна	36	42	0,45	2,10	-0,11	0,45	2,85	6,40
3	Одеса, обсерваторія	47	38	0,43	1,60	0,06	0,43	1,89	4,40
4	Іллічівськ	24	44	0,41	1,19	-0,17	0,41	1,48	3,60
5	Білгород-Дністровський	25	42	0,35	1,18	0,23	0,35	1,44	4,20
6	Сарата	36	48	0,32	0,91	0,03	0,51	1,01	3,20
7	Болград	43	41	0,50	2,68	0,05	0,51	3,79	7,50
8	Вилкове	42	43	0,39	0,96	0,39	0,39	1,05	2,70
9	Ізмаїл	36	41	0,32	0,67	-0,18	0,32	0,72	2,30
10	Вознесенськ	83	39	0,56	4,00	-0,06	0,58	7,06	12,2
11	Баштанка	75	39	0,48	1,59	0,02	0,47	1,77	3,80
12	Миколаїв	120	41	0,53	2,10	0,18	0,54	2,32	4,30
13	Тилігуло-Березанка	36	40	0,51	2,65	-0,04	0,51	3,33	6,50
14	Очаків	40	36	0,48	4,43	0,02	0,48	1,69	3,50
15	Велика Олександрівка	36	37	0,32	0,75	-0,24	0,31	0,81	2,60
16	Нижні Сірогози	36	36	0,51	2,70	0,16	0,52	4,05	7,80
17	Нова Каховка	28	40	0,41	1,01	-0,08	0,42	1,18	2,80
18	Херсон (агрометсанція)	42	37	0,41	1,57	0,02	0,41	1,88	4,60
19	Попелак	29	31	0,37	0,98	-0,04	0,36	1,12	3,10

Продовження таблиці Б.11

№ п/п	Станція (пост)	n, років	$\bar{H}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
20	Асканія - Нова	37	36	0,42	1,67	-0,35	0,42	2,09	4,90
21	Бехтери	36	35	0,43	1,51	0,08	0,43	1,85	4,30
22	Кривий Ріг	36	35	0,36	1,08	0,02	0,35	1,22	3,50
23	Нікополь	36	36	0,4	0,57	0,15	0,40	0,61	1,50
24	Седнівка	56	38	0,38	1,33	-0,04	0,38	1,47	3,90
25	Василівка	36	38	0,36	0,92	-0,27	0,36	1,02	2,90
26	Березівка	36	42	0,40	0,80	0,04	0,40	0,87	2,20
27	Одеса, Куяльницький лиман	36	38	0,41	1,18	0,04	0,40	1,35	3,40
28	Усатове	33	45	0,43	1,73	-0,11	0,44	2,23	5,10
29	Цареградське гирло	30	43	0,43	0,67	0,30	0,44	0,73	1,70
30	Лебедівка	20	48	0,51	1,19	0,33	0,51	1,55	3,00
31	Червоний Яр	36	40	0,35	0,41	-0,23	0,35	0,45	1,30
32	Приморське	39	40	0,51	1,55	0,06	0,51	1,87	3,70
33	Нагірне	19	43	0,53	1,77	-0,23	0,54	2,72	5,00
34	Кілія	36	36	0,48	2,88	0,14	0,48	4,44	9,20
35	Кислиця	25	40	0,41	1,24	0,16	0,41	1,57	3,80
36	Крива Пустош	61	42	0,38	1,53	-0,07	0,38	1,72	4,50
37	Олександрівка	69	41	0,42	1,97	-0,10	0,42	2,30	5,50
38	Прибужани	56	42	0,39	1,36	-0,03	0,39	1,52	3,90

Продовження таблиці Б.11

№ п/п	Станція (пост)	n, років	$\bar{H}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
39	Михайлівка	33	38	0,41	1,79	0,10	0,41	2,34	5,60
40	Новогорожене	56	40	0,41	0,85	0,15	0,41	0,90	2,20
41	Женево-Криворіжжя	36	36	0,37	0,64	-0,07	0,37	0,69	1,90
42	Нова Одеса	40	37	0,45	0,75	0,15	0,45	0,80	1,80
43	Снігурівка	24	37	0,42	0,53	-0,04	0,42	0,59	1,40
44	Парутине	35	45	0,47	0,50	-0,18	0,47	0,54	1,20
45	Лимани	37	32	0,39	0,92	- 0,1	0,39	1,00	2,60
46	Коблеве	29	35	0,65	4,09	- 0,13	0,67	8,31	11,9
47	Велика Лепетиха	35	36	0,46	1,25	- 0,06	0,46	1,46	3,20
48	Калінінське	33	33	0,32	1,89	0,03	0,31	2,53	8,10
49	Левове	32	36	0,43	1,56	- 0,20	0,43	1,96	4,60
50	Станислав	39	31	0,35	0,55	-0,08	0,35	0,59	1,70
51	Гола Пристань	38	40	0,36	1,27	- 0,14	0,36	1,47	4,10
52	Могилівка	36	37	0,40	1,57	-0,06	0,40	1,94	4,90
53	Затишшя	36	37	0,43	1,65	- 0,07	0,43	2,00	4,80
54	Рені	36	41	0,45	1,72	- 0,1	0,45	2,18	4,90
55	Кагул	26	48	0,41	0,61	- 0,38	0,41	0,68	1,70
56	Чимішлія	21	38	0,32	0,69	0,05	0,32	0,79	2,50
57	Коротне	22	33	0,29	0,56	0,37	0,29	0,63	2,20

Кінець таблиці Б.11

№ п/п	Станція (пост)	n, років	$\overline{H}_m$, мм	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	$r(1)$	C_v	C_s	C_s / C_v
58	Тараклія МАП	23	44	0,41	1,15	0,11	0,41	1,42	3,50
59	Каушани	23	44	0,68	3,20	- 0,08	0,76	6,30	8,30
60	Чадир-Лунга	20	39	0,29	0,45	0,45	0,29	0,51	1,80
61	Комрат	42	41	0,33	0,39	0,07	0,33	0,43	1,30
62	Леове	20	44	0,51	1,89	-0,04	0,53	2,70	5,10
63	Мирнопілля	10	46	0,52	0,84	-0,39	0,53	1,16	2,20
64	Вулкенешть	22	45	0,27	0,93	-0,21	0,27	1,11	4,10
65	Тараклія (ниж.пост)	27	44	0,55	2,90	-0,01	0,57	5,00	8,70
66	Балцата	31	42	0,38	1,30	-0,01	0,38	1,57	4,10
67	Кирилівка	57	43	0,50	1,28	-0,27	0,49	1,41	2,90
68	Маріуполь	53	38	0,53	1,52	0,21	0,53	1,75	3,30
69	Мелітополь	56	41	0,38	1,0	0,06	0,38	1,08	2,90
70	Бердянськ	55	34	0,40	1,39	-0,07	0,4	1,55	3,90
71	Ботієве	56	37	0,50	1,29	-0,08	0,49	1,42	2,90
72	Генічеськ	56	36	0,61	1,87	0,08	0,61	2,24	3,60

Таблиця Б.12 - Максимальні добові опади теплового періоду року різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) на території Півдня України (при $C_s=4,0$ C_v)

№ з/п	Станція (пост)	$\bar{H}_m$, мм	C_v	Шари опадів, мм			
				$H_{1\%}$	$H_{3\%}$	$H_{5\%}$	$H_{10\%}$
1	Сербка	39	0,40	89	75	68	58
2	Роздільна	42	0,45	106	86	78	66
3	Одеса, обсерваторія	38	0,43	94	77	70	59
4	Іллічівськ	44	0,41	103	86	78	67
5	Білгород- Дністровський	42	0,35	88	75	69	60
6	Сарата	48	0,51	96	81	77	68
7	Болград	41	0,51	116	91	83	67
8	Вилкове	43	0,39	99	83	75	65
9	Ізмаїл	41	0,32	82	69	65	58
10	Вознесенськ	39	0,58	122	94	83	67
11	Баштанка	39	0,47	87	74	67	58
12	Миколаїв	41	0,54	124	95	82	69
13	Тилігуло-Березанка	40	0,51	90	75	67	59
14	Очаків	36	0,48	98	76	69	58
15	Велика Олександрівка	37	0,31	74	64	59	52
16	Нижні Сірогози	36	0,52	101	79	72	58
17	Нова Каховка	40	0,42	95	79	71	61
18	Херсон (агрометсанція)	37	0,41	86	72	65	56
19	Попелак	31	0,36	67	56	52	46
20	Асканія - Нова	36	0,42	87	72	65	55
21	Бехтери	35	0,43	85	70	63	54
22	Кривий Ріг	35	0,35	75	64	59	51
23	Нікополь	36	0,40	83	69	63	54
24	Седнівка	38	0,38	77	64	60	52
25	Василівка	38	0,36	81	68	63	55
26	Березівка	42	0,40	98	82	74	64
27	Одеса, Куяльницький лиман	38	0,40	87	73	66	57
28	Усатове	45	0,44	112	91	82	70
29	Цареградське гирло	43	0,44	106	87	78	66
30	Лебедівка	48	0,51	134	105	96	78
31	Червоний Яр	40	0,35	85	71	66	58
32	Приморське	40	0,51	112	88	80	65
33	Нагірне	43	0,54	126	98	87	71
34	Кілія	36	0,48	98	76	69	58
35	Кислиця	40	0,41	94	79	71	61

Кінець таблиці Б.12

№ з/п	Станція (пост)	$\bar{H}_m$, мм	C_v	Шари опадів, мм			
				$H_{1\%}$	$H_{3\%}$	$H_{5\%}$	$H_{10\%}$
36	Крива Пустош	42	0,38	95	79	73	64
37	Олександрівка	41	0,42	91	76	68	60
38	Прибужани	42	0,39	90	75	67	59
39	Михайлівка	38	0,41	89	74	67	57
40	Новогорожене	40	0,41	86	73	66	57
41	Женево-Криворіжжя	36	0,37	79	67	61	53
42	Нова Одеса	37	0,45	92	76	69	58
43	Снігурівка	37	0,42	88	73	66	56
44	Парутине	45	0,47	119	96	85	72
45	Лимани	32	0,39	72	61	55	48
46	Коблеве	35	0,67	122	92	79	63
47	Велика Лепетиха	36	0,46	93	76	67	57
48	Калинінське	33	0,31	65	55	52	46
49	Лєвовє	36	0,43	87	72	64	55
50	Станіслав	31	0,35	67	56	52	45
51	Гола Пристань	40	0,36	87	72	67	59
52	Могилівка	37	0,40	86	72	66	57
53	Затишшя	37	0,43	90	74	66	57
54	Рені	41	0,45	104	84	76	64
55	Кагул	48	0,41	113	95	85	73
56	Чимишлія	38	0,32	76	65	61	54
57	Коротне	33	0,29	62	54	50	45
58	Тараклія МАП	44	0,41	104	87	79	67
59	Каушани	44	0,76	168	123	104	81
60	Чадир-Лунга	39	0,29	74	64	60	53
61	Комрат	41	0,33	84	72	66	58
62	Леове	44	0,53	126	99	87	72
63	Мирнопілля	46	0,27	131	103	91	75
64	Вулканешть	45	0,57	81	72	67	60
65	Тараклія (ниж.пост)	44	0,38	133	103	90	74
66	Балцата	42	0,49	94	79	72	62
67	Кирилівка	43	0,53	116	92	82	69
68	Маріуполь	38	0,38	108	85	75	62
69	Мелітополь	41	0,40	91	76	69	60
70	Бердянськ	34	0,49	79	66	60	52
71	Ботієве	37	0,61	101	80	71	60
72	Генічеськ	36	0,27	115	88	77	62

Таблиця Б.13 - Основні гідрографічні характеристики для річок Гірського Криму

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	L , км	$H_{сер}$, м	I , ‰	f_l , %	$f_{оз}$, %
1	Альма – Кримдержзаповідник	39,7	13	810	33,5	89	
2	Альма - с.Карагач	249	35	540	12,6		
3	Альма-с.Красноармійське	607	69	500	8,26		
4	Альма-више вдсх.Партизанське	184	28	640	24,5	91	
5	Кача- с.Загірське	110	21	800	33,8	81	<1
6	Кача- с.Баштанівка	321	36	600	19,6	75	<1
7	Кача-с.Суворове	525	62	580	10,5	54	<1
8	Бельбек- с.Щасливе	44	7,5	840	104	73	<1
9	Бельбек- смт.Куйбишеве	270	27	730	17,4	51	<1
10	Бельбек- с.Фруктове	493	56	680	8,04	44	<1
11	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	6,55	4	980	179	65	
12	Кокозка-с.Аромат	83,6	18	910	74	66	<1
13	Чорна-с.Родниківське	47,6	12	730	37,5	86	<1
14	Чорна-біля гори Кизил-Кая	197	19	600	30,1	51	<1
15	Чорна- с.Чорноріченське	342	34	520	18,6	56	<1
16	Байдарка-с.Орлине	4,5	3	560	92,8	87	
17	Учан-Су-сmt.Чехове	16,8	4,9	680	191	85	
18	Учан-Су-м.Ялта	28,9	8,8	520	92,6		
19	Дерекойка- м.Ялта	49,7	10	730	144	64	
20	Улу-Узень-м.Алушта	64,8	13	610	48,1		

Продовження таблиці Б.13

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	L , км	$H_{сер}$, м	I , ‰	$f_{л}$, ‰	$f_{оз}$, ‰
21	Демерджі-м.Алушта	53	13	460	73,1	26	
22	Куру-Узень-с.Сонячногірське	12,2	8,9	360	84,8	50	
23	Улу-Узень- с.Сонячногірське	32,5	12	530	69,1	46	
24	Таракташ-м.Судак	156	20	340	26,1	86	
25	стр.Кизилтаський-сmt.Щебетовка	35	13	370	32,9	87	<1
26	Су-Індол-с.Тополівка	71	16	820	22,7	85	<1
27	Салгир-с.Сорокине	90	16	770	28,1		
28	Салгир-с.Піонерське	261	24	750	30	45	<1
29	Салгир-г.Сімферополь	321	36	630	10,8		
30	Салгир-с.Роздільне	564	63	610	5,97	24	<1
31	Салгир-с.Листвяне	3540	183	490	2,04	14	<1
32	Ангара-с.Перевальне	38,3	8,8	880	74,1	58	
33	Зуя-с.Баланове	48	15	590	34,1	47	
34	Бурульча-с.Межигір'я	85	21	800	40,2	79	
35	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	275	27	580	20,1	31	<1
36	Біюк-Карасу-с. Зибіне	601	57	410	7,67	20	<1
37	Кучук-Карасу-с.Богате	89	18	520	18,8	60	<1
38	Манаготра-с.Щасливе	5,06	3,7	660	114	81	
39	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	10	5,5	980	131	80	
40	притока р.Кучук-Узеньбаш	2,46	0,1	530	10,2	56	
41	Малий Салгир-г.Сімферополь	96	22	410	23,3	7	<1
42	Ворон-с.Ворон	10,3	8,4	500	53,6	76	
43	Біюк-Карасу-с.Карасівка	3,5	2	390	52	50	
44	Тонас-м.Білогірськ	184	0,4				

Кінець таблиці Б.13

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	L , км	$H_{сер}$, м	I , ‰	f_l , %	$f_{оз}$, %
45	Авунда-сmt.Гурзуф	23	7,8	900	193	58	<1
46	Ускут-с.Привітне	42,3	8,3	390	46,8	14	
47	Ай-Серез-с.Міжріччя	12,8	8,3	480	30	55	
48	Кизил-Коба-с. Червонопечерне	16,8	3,9	690	103	9	
49	Отуз-сmt.Щебетовка	58	13	340	32,2	84	<1
50	Скеляста-с.Міжріччя	0,32					
51	Стіля-с.Лісникове	8,8	7,6	870	106	73	<1
52	Арпат-с.Зеленогір'я	5,1	2,7	720	83,1	11	
53	Шелен-с.Громівка	16,2	5,2	560	106	57	
54	Путамиця-м.Ялта	24,8	6,8	670	21,5	75	

Таблиця Б.14 - Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків для річок Гірського Криму

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	Q , м ³ /с	$r(l)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Альма – Кримдержзаповідник	39,7	8,37	0,16	0,89	1,93	2,2	0,91	2,47	2,7
2	Альма - с.Карагач	249	25,94	0,367	0,64	1,13	1,8	0,67	1,60	2,4
3	Альма-с.Красноармійське	607	22,65	0,33	1,06	2,54	2,4	1,12	4,38	3,9
4	Альма-више вдсх.Партизанське	184	27,43	0,15	1,35	2,95	2,2	1,42	4,6	3,2
5	Кача- с.Загірське	110	18,39	0,14	0,85	1,43	1,7	0,87	1,97	2,3
6	Кача- с.Баштанівка	321	37,86	0,035	0,97	2,57	2,6	1,03	3,58	3,5
7	Кача-с.Комсомольське	525	26,76	0,028	2,2	6,47	2,9	2,63	12,64	4,8
8	Бельбек- с.Щасливе	44	7,68	0,17	0,57	1,23	2,2	0,57	1,56	2,7
9	Бельбек- смт.Куйбишеве	270	48,82	0,08	1,05	2,48	2,4	1,06	3,01	2,8
10	Бельбек- с.Фруктове	493	39,44	0,06	1,37	5,09	3,7	1,54	8,1	5,2
11	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	6,55	2,71	0,03	0,53	0,89	1,7	0,53	0,95	1,8
12	Кокозка-с.Аромат	83,6	20,36	0,12	0,87	1,7	1,9	0,88	2,09	2,4
13	Чорна-с.Родниківське	47,6	22,27	0,07	0,97	2,92	3	1	3,75	3,8
14	Чорна-біля гори Кизил-Кая	197	24,38	0,09	1,16	3,33	2,9	1,28	5,44	4,3
15	Чорна- с.Чорноріченське	342	22,08	0,19	1,07	2,11	2	1,12	3,2	2,9
16	Байдарка-с.Орлине	4,5	1,23	0,09	1,91	4,24	2,2	2,03	7,7	3,8
17	Учан-Су-сmt.Чехове	16,8	4,72	0,08	0,99	2,32	2,4	1	2,88	2,9

Продовження таблиці Б.14

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	Q , м ³ /с	$r(l)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
18	Учан-Су-м.Ялта	28,9	8,84	0,14	1,29	3,57	2,8	1,47	6,34	4,3
19	Дерекойка- м.Ялта	49,7	7,10	0,08	0,88	0,77	0,9	0,89	0,8	0,9
20	Улу-Узень-м.Алушта	64,8	6,92	0,24	1,14	2,6	2,3	1,18	3,97	3,4
21	Демерджі-м.Алушта	53	9,15	0,16	1,52	3,05	2	1,57	4,17	2,7
22	Куру-Узень-с.Сонячногірське	12,2	2,01	0,14	1,23	1,74	1,4	1,28	2,34	1,8
23	Улу-Узень- с.Сонячногірське	32,5	6,88	0,08	1,75	3,98	2,3	1,81	5,97	3,3
24	Таракташ-м.Судак	156	8,35	0,27	1,31	2,09	1,6	1,34	2,53	1,9
25	стр.Кизилтаський-сmt.Щебетовка	35	5,93	0,07	2,99	6,89	2,3	3,26	14,19	4,4
26	Су-Індол-с.Тополівка	71	8,05	0,04	1,67	3,57	2,1	1,72	4,79	2,8
27	Салгир-с.Сорокине	90	9,01	0,28	0,89	1,61	1,8	0,91	2,3	2,5
28	Салгир-с.Піонерське	261	19,64	0,012	1,33	2,72	2	1,36	3,61	2,7
29	Салгир-г.Сімферополь	321	21,07	0,003	1,03	2,77	2,7	1,09	4,13	3,8
30	Салгир-с.Роздільне	564	8,67	0,22	0,74	1,59	2,1	0,75	2,05	2,7
31	Салгир-с.Листвяне	3540	8,48	0,37	0,74	1,09	1,5	0,76	1,3	1,7
32	Ангара-с.Перевальне	38,3	9,52	0,076	1,29	2,44	1,9	1,33	3,12	2,3
33	Зуя-с.Баланове	48	1,77	0,003	1,41	1,98	1,4	1,48	2,71	1,8
34	Бурульча-с.Межигір'я	85	8,48	0,07	1,19	2,88	2,4	1,21	3,78	3,1
35	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	275	12,04	0,19	0,77	1,77	2,3	0,78	2,17	2,8
36	Біюк-Карасу-с. Зибіне	601	10,40	0,36	0,75	1,33	1,8	0,79	1,84	2,3

Кінець таблиці Б.14

№ з/п	Река-пост	F , км ²	Q , м ³ /с	$r(l)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
37	Кучук-Карасу-с.Богате	89	10,72	0,08	1,81	3,43	1,9	1,91	5	2,6
38	Манаготра-с.Щасливе	5,06	3,41	0,04	0,94	1,06	1,1	0,98	1,36	1,4
39	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	10	2,19	0,18	1,11	3,29	2,9	1,25	4,96	4,0
40	притока р.Кучук-Узеньбаш	2,46	1,20	0,04	0,39	0,24	0,6	0,39	0,29	0,7
41	Малий Салгир-г.Сімферополь	96	5,54	0,11	1,39	2,92	2,1	1,47	4,84	3,3
42	Ворон-с.Ворон	10,3	5,38	0,074	2,49	4,58	1,8	2,83	10,43	3,7
43	Бінок-Карасу-с.Карасівка	7,1	11,02	0,106	0,54	0,79	1,5	0,54	0,86	1,60
44	Тонас-м.Білогірськ	184	13,54	0,371	1,81	2,97	1,6	1,92	4,56	2,4
45	Авунда-сmt.Гурзуф	23	1,03	0,083	2,17	4,1	1,9	2,42	8,99	3,7
46	Ускут-с.Привітне	42,3	6,4	0,18	1,08	1,78	1,6	1,11	2,22	2,0
47	Ай-Серез-с.Міжріччя	12,8	3,53	0,10	1,56	3,007	1,9	1,64	4,65	2,8
48	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	16,8	4,89	0,27	1,09	1,92	1,8	1,127	2,78	2,5
49	Отуз-сmt.Щебетовка	58	5,41	0,02	1,52	1,99	1,3	1,6	2,65	1,7
50	б.Скеляста-с.Міжріччя	0,32	0,19	0,09	0,811	1,09	1,3	0,83	1,38	1,7
51	Стіля-с.Лісникове	8,8	1,69	0,56	1,355	1,88	1,4	1,44	2,78	1,9
52	Арпат-с.Зеленогір'я	5,1	1,56	0,05	0,91	0,51	0,6	0,95	0,59	0,6
53	Шелен-с.Громівка	16,2	1,47	0,06	1,59	3,29	2,1	1,71	6,31	3,7
54	Путамиця-м.Ялта	24,8	5,46	0,416	0,8	1,47	1,8	0,82	1,93	2,4

Таблиця Б.15 - Максимальні витрати води дощових паводків для річок Гірського Криму
різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) при $C_s=3C_v$

№ з/п	Річка-пост	Q , м ³ /с	C_v	$Q_{1\%}$, м ³ /с	$Q_{3\%}$, м ³ /с	$Q_{5\%}$, м ³ /с	$Q_{10\%}$, м ³ /с
1	Альма – Кримдержзаповідник	8,37	0,91	37,30	27,12	22,77	17,33
2	Альма - с.Карагач	25,94	0,67	87,44	67,18	59,14	47,73
3	Альма-с.Красноармійське	22,65	1,12	122,81	79,73	65,91	47,11
4	Альма-више вдсх.Партизанське	27,43	1,42	187,46	123,16	97,38	66,65
5	Кача- с.Загірське	18,39	0,87	78,62	57,56	48,73	37,33
6	Кача- с.Баштанівка	37,86	1,03	189,60	134,40	110,93	82,16
7	Кача-с.Комсомольське	26,76	2,63	255,05	152,55	114,01	70,12
8	Бельбек- с.Щасливе	7,68	0,57	22,64	18,06	15,98	13,29
9	Бельбек- смт.Куйбишеве	48,82	1,06	251,41	177,20	145,47	107,40
10	Бельбек- с.Фруктове	39,44	1,54	291,87	187,74	146,72	98,21
11	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	2,71	0,53	7,55	6,11	5,46	4,56
12	Кокозка-с.Аромат	20,36	0,88	87,96	64,34	54,16	41,53
13	Чорна-с.Родниківське	22,27	1,00	108,47	77,29	64,15	47,89
14	Чорна-біля гори Кизил-Кая	24,38	1,28	150,39	101,40	81,41	57,28
15	Чорна- с.Чорноріченське	22,08	1,12	119,68	83,47	68,01	49,46
16	Байдарка-с.Орлине	1,23	2,03	11,75	7,03	5,25	3,23
17	Учан-Су-смт.Чехове	4,72	1,00	22,99	16,38	13,59	10,15
18	Учан-Су-м.Ялта	8,84	1,47	62,48	40,65	31,99	21,74

Продовження таблиці Б.15

№ з/п	Річка-пост	Q , м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
19	Дерекойка- м.Ялта	7,10	0,89	31,04	22,59	19,04	14,57
20	Улу-Узень-м.Алушта	6,92	1,18	39,42	27,18	22,06	15,84
21	Демерджі-м.Алушта	9,15	1,57	68,98	44,09	34,40	22,87
22	Куру-Узень-с.Сонячногірське	2,01	1,28	12,39	8,35	6,71	4,72
23	Улу-Узень- с.Сонячногірське	6,88	1,81	59,58	36,67	27,86	17,75
24	Таракташ-м.Судак	8,35	1,34	53,86	35,91	28,64	19,87
25	стр.Кизилтаський-сmt.Щебетовка	5,93	3,26	56,51	33,80	25,26	15,54
26	Су-Індол-с.Тополівка	8,05	1,72	66,25	41,38	31,72	20,53
27	Салгир-с.Сорокине	9,01	0,91	40,18	29,19	24,51	18,65
28	Салгир-с.Піонерське	19,64	1,36	128,63	85,23	67,95	47,13
29	Салгир-г.Сімферополь	21,07	1,09	111,23	77,95	63,83	46,77
30	Салгир-с.Роздільне	8,67	0,75	32,32	24,44	21,06	16,64
31	Салгир-с.Листвяне	8,48	0,76	31,96	24,16	20,77	16,36
32	Ангара-с.Перевальне	9,52	1,33	60,91	40,64	32,55	22,65
33	Зуя-с.Баланове	1,77	1,48	12,58	8,18	6,43	4,35
34	Бурульча-с.Межигір'я	8,48	1,21	49,51	33,91	27,47	19,58
35	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	12,04	0,78	46,60	34,92	29,86	23,48
36	Біюк-Карасу-с. Зибіне	10,40	0,79	40,68	30,38	26,01	20,39
37	Кучук-Карасу-с.Богате	10,72	1,91	97,80	59,30	44,61	27,88
38	Манаготра-с.Щасливе	3,41	0,98	16,30	11,73	9,69	7,26

Кінець таблиці Б.15

№ з/п	Річка-пост	Q , м ³ /с	C_v	$Q_{1\%}$, м ³ /с	$Q_{3\%}$, м ³ /с	$Q_{5\%}$, м ³ /с	$Q_{10\%}$, м ³ /с
39	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	2,19	1,25	13,22	8,96	7,23	5,11
40	притока р.Кучук-Узеньбаш	1,20	0,39	2,66	2,25	2,07	1,81
41	Малий Салгир-г.Сімферополь	5,54	1,47	39,20	25,50	20,07	13,58
42	Ворон-с.Ворон	5,38	2,83	51,26	30,66	22,91	14,09
43	Біюк-Карасу-с.Карасівка	11,02	0,54	31,08	25,02	22,37	18,62
44	Тонас-м.Білогірськ	13,54	1,92	124,03	75,15	56,46	35,26
45	Авунда-сmt.Гурзуф	1,03	2,42	9,82	5,87	4,39	2,70
46	Ускут-с.Привітне	6,40	1,11	34,43	24,06	19,65	14,34
47	Ай-Серез-с.Міжріччя	3,53	1,64	27,75	17,54	13,59	8,93
48	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	4,89	1,13	26,75	18,63	15,16	11,00
49	Отуз-сmt.Щебетовка	5,41	1,60	41,55	26,45	20,56	13,58
50	б.Скеляста-с.Міжріччя	0,19	0,83	0,78	0,58	0,49	0,38
51	Стіля-с.Лісникове	1,69	1,44	11,71	7,66	6,05	4,12
52	Арпат-с.Зеленогір'я	1,56	0,95	7,24	5,21	4,35	3,29
53	Шелен-с.Громівка	1,47	1,71	12,04	7,53	5,78	3,75
54	Путамиця-м.Ялта	5,46	0,82	22,11	16,38	13,98	10,87

Таблиця Б.16 - Статистичні параметри часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків для річок Гірського Криму

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	Y , мм	$r(l)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Альма – Кримдержзаповідник	39,7	47	0,05	0,61	0,87	1,4	0,62	0,98	1,6
2	Альма - с.Карагач	249	13	0,18	0,59	0,4	0,7	0,61	0,5	0,8
3	Альма-с.Красноармійське	607	6	0,36	0,89	1,49	1,7	0,93	2,05	2,2
4	Альма-више вдсх.Партизанське	184	24	0,13	0,93	1,7	1,8	0,96	2,19	2,3
5	Кача- с.Загірське	110	26	0,05	1,32	2,66	2	1,44	5,19	3,6
6	Кача- с.Баштанівка	321	15	0,08	1,21	2,17	1,8	1,25	2,93	2,3
7	Кача-с.Комсомольське	525	8	0,04	0,96	1,92	2	0,98	2,33	2,4
8	Бельбек- с.Щасливе	44	41	0,5	1,09	2,12	2	1,15	3,47	3,0
9	Бельбек- смт.Куйбишеве	270	20	0,12	1,09	2,06	1,9	1,11	2,45	2,2
10	Бельбек- с.Фруктове	493	14	0,14	0,93	1,41	1,5	0,95	1,59	1,7
11	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	6,55	105	0,17	0,81	2,02	2,5	0,86	2,57	3,0
12	Кокозка-с.Аромат	83,6	40	0,19	0,89	1,45	1,6	0,92	1,78	1,9
13	Чорна-с.Родниківське	47,6	115	0,03	0,86	2,07	2,4	0,87	2,48	2,8
14	Чорна-біля гори Кизил-Кая	197	94	0,13	0,99	2,76	2,8	1,13	4,22	3,7
15	Чорна- с.Чорноріченське	342	18	0,24	0,97	1,4	1,4	1,02	1,91	1,9
16	Байдарка-с.Орлине	4,5	18	0,06	0,94	2,06	2,2	0,96	2,84	2,9
17	Учан-Су-сmt.Чехове	16,8	40	0,013	1,93	3,54	3	1,27	5,06	4,0
18	Учан-Су-м.Ялта	28,9	36	0,008	1,05	1,84	1,8	1,09	2,54	2,3

Продовження таблиці Б.16

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	Y , мм	$r(I)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
19	Дерекойка- м.Ялта	49,7	32	0,02	1,22	2,97	2,4	1,24	3,85	3,1
20	Улу-Узень-м.Алушта	64,8	21	0,09	1,12	2,28	2	1,17	3,41	2,9
21	Демерджі-м.Алушта	53	9	0,009	1,76	4,38	2,5	1,84	7,02	3,8
22	Куру-Узень-с.Сонячногірське	12,2	9	0,11	1,63	2,67	1,6	1,76	4,33	2,5
23	Улу-Узень- с.Сонячногірське	32,5	41	0,03	0,84	1,38	1,6	0,85	1,57	1,8
24	Таракташ-м.Судак	156	2	0,02	1,47	2,7	1,8	1,53	3,63	2,4
25	стр.Кизилтаський-сmt.Щебетовка	35	8	0,06	2,57	6,06	2,4	2,78	11,9	4,3
26	Су-Індол-с.Тополівка	71	9	0,18	1,29	2,56	2,3	1,32	3,79	2,9
27	Салгир-с.Сорокине	90	19	0,12	0,76	1,13	1,5	0,8	1,52	1,9
28	Салгир-с.Піонерське	261	12	0,07	1,15	2,24	2	1,17	2,87	2,4
29	Салгир-г.Сімферополь	321	13	0,14	0,87	2,17	2,5	0,89	3,06	3,4
30	Салгир-с.Роздільне	564	4	0,53	0,82	1,1	1,3	0,85	1,36	1,6
31	Салгир-с.Листвяне	3540	2	0,27	0,97	1,37	1,4	1,02	1,8	1,8
32	Ангара-с.Перевальне	38,3	26	0,03	1,08	1,84	1,7	1,11	2,22	2,0
33	Зуя-с.Баланове	48	13	0,006	1,32	2,71	2	1,39	4,37	3,1
34	Бурульча-с.Межигір'я	85	21	0,09	0,96	1,89	2	0,97	2,25	2,3
35	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	275	20	0,12	1,06	2,77	2,6	1,2	4,08	3,4
36	Біюк-Карасу-с. Зибіне	601	8	0,33	1,65	2,68	1,6	1,82	5,03	2,8
37	Кучук-Карасу-с.Богате	89	10	0,1	1,33	2,19	1,6	1,37	2,75	2

Кінець таблиці Б.16

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	Y , мм	$r(l)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
					C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
38	Манаготра-с.Щасливе	5,06	28	0,28	1,05	1,17	1,1	1,11	1,54	1,4
39	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	10	52	0,22	0,69	0,92	1,3	0,7	1,03	1,5
40	притока р.Кучук-Узеньбаш	2,46	299	0,53	0,78	0,69	0,9	0,86	0,98	1,1
41	Малий Салгир-г.Сімферополь	96	4	0,18	1,13	2,5	2,2	1,18	3,86	3,3
42	Ворон-с.Ворон	10,3	17	0,24	1,84	3,87	2,1	2,06	7,97	4,0
43	Біюк-Карасу-с.Карасівка	7,1	-	-	-	-	-	-	-	-
44	Тонас-м.Білогірськ	184	5	0,099	1,09	2,68	2,5	1,12	3,93	3,5
45	Авунда-сmt.Гурзуф	23	6,8	0,047	2,22	4,32	1,9	2,5	10,26	4,1
46	Ускут-с.Привітне	42,3	6,5	0,04	1,007	1,83	1,8	1,028	2,315	2,3
47	Ай-Серез-с.Міжріччя	12,8	7,5	0,1	1,41	3,1	2,2	1,47	4,85	3,3
48	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	16,8	39	0,35	0,94	1,034	1,1	0,97	1,23	1,3
49	Отуз-сmt.Щебетовка	58	5	0,126	1,41	1,93	1,4	1,47	2,57	1,7
50	б.Скеляста-с.Міжріччя	0,32	14	0,036	1,35	1,03	0,8	1,44	1,28	0,9
51	Стіля-с.Лісникове	8,8	18	0,353	1,49	2,51	1,7	1,59	4,2	2,6
52	Арпат-с.Зеленогір'я	5,1	9,5	0,007	1,01	1,94	1,9	1,06	3,18	3,0
53	Шелен-с.Громівка	16,2	10,0	0,062	1,62	2,85	1,8	1,75	5,11	2,9
54	Путамиця-м.Ялта	24,8	19,5	0,049	1,11	1,89	1,7	1,15	2,72	2,4

Додаток Б.17 - Максимальні шари стоку дощових паводків для річок Гірського Криму
різної забезпеченості ($P=1,3,5,10\%$) при $C_s=2,5C_v$

№ з/п	Річка-пост	Y , мм	C_v	$Y_{1\%}$ мм	$Y_{3\%}$ мм	$Y_{5\%}$ мм	$Y_{10\%}$ мм
1	Альма – Кримдержзаповідник	47	0,62	145	116	103	85
2	Альма - с.Карагач	13	0,61	40	32	28	23
3	Альма-с.Красноармійське	6	0,93	27	20	17	13
4	Альма-више вдсх.Партизанське	24	0,96	110	81	69	52
5	Кача- с.Загірське	26	1,44	181	122	97	67
6	Кача- с.Баштанівка	15	1,25	87	61	50	35
7	Кача-с.Комсомольське	8	0,98	37	28	23	18
8	Бельбек- с.Щасливе	41	1,15	226	161	132	97
9	Бельбек- смт.Куйбишеве	20	1,11	106	76	63	46
10	Бельбек- с.Фруктове	14	0,95	64	47	40	30
11	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	105	0,86	435	328	280	218
12	Кокозка-с.Аромат	40	0,92	176	131	112	86
13	Чорна-с.Родниківське	115	0,87	482	362	309	240
14	Чорна-біля гори Кизил-Кая	94	1,13	510	363	300	220
15	Чорна- с.Чорноріченське	18	1,02	90	66	55	41
16	Байдарка-с.Орлине	18	0,96	82	60	51	39
17	Учан-Су-смт.Чехове	40	1,27	243	169	137	98
18	Учан-Су-м.Ялта	36	1,09	188	135	112	83
19	Дерекойка- м.Ялта	32	1,24	190	133	108	77

Продовження таблиці Б.17

№ з/п		Y, мм	C _v	Y _{1%} мм	Y _{3%} мм	Y _{5%} мм	Y _{10%} мм
20	Улу-Узень-м.Алушта	21	1,17	120	85	70	51
21	Демерджі-м.Алушта	9	1,84	82	52	40	25
22	Куру-Узень-с.Сонячногірське	9	1,76	74	47	37	24
23	Улу-Узень- с.Сонячногірське	41	0,85	167	126	108	84
24	Таракташ-м.Судак	2	1,53	18	12	9	6
25	стр.Кизилтаський-сmt.Щебетовка	8	2,78	73	45	34	21
26	Су-Індол-с.Тополівка	9	1,32	59	41	33	23
27	Салгир-с.Сорокине	19	0,8	74	56	48	38
28	Салгир-с.Піонерське	12	1,17	67	48	39	28
29	Салгир-г.Сімферополь	13	0,89	57	43	36	28
30	Салгир-с.Роздільне	4	0,85	16	12	11	8
31	Салгир-с.Листвяне	2	1,02	10	7	6	4
32	Ангара-с.Перевальне	26	1,11	138	99	82	60
33	Зуя-с.Баланове	13	1,39	87	59	47	33
34	Бурульча-с.Межигір'я	21	0,97	97	72	61	46
35	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	20	1,2	115	81	66	48
36	Біюк-Карасу-с. Зибіне	8	1,82	70	45	34	22
37	Кучук-Карасу-с.Богате	10	1,37	66	45	36	25
38	Манатра-с.Щасливе	28	1,11	149	106	88	65
39	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	52	0,70	178	140	122	99

Кінець таблиці Б.17

№ з/п	Річка-пост	Y, мм	C _v	Y _{1%} мм	Y _{3%} мм	Y _{5%} мм	Y _{10%} мм
40	притока р.Кучук-Узеньбаш	299	0,86	1238	933	798	622
41	Малий Салгир-г.Сімферополь	4	1,18	23	16	13	9
42	Ворон-с.Ворон	17	2,06	166	102	77	47
43	Біюк-Карасу-с.Карасівка						
44	Тонас-м.Білогірськ	5	1,12	27	19	16	12
45	Авунда-сmt.Гурзуф	7	2,50	67	41	31	19
46	Ускут-с.Привітне	7	1,03	32	23	19	16
47	Ай-Серез-с.Міжріччя	7	1,47	53	35	28	19
48	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	39	0,97	183	135	114	86
49	Отуз-сmt.Щебетовка	5	1,47	33	22	18	12
50	б.Скеляста-с.Міжріччя	14	1,44	97	65	52	36
51	Стіля-с.Лісникове	18	1,59	141	93	73	49
52	Арпат-с.Зеленогір'я	10	1,06	48	35	29	22
53	Шелен-с.Громівка	10	1,75	85	54	42	27
54	Путамиця-м.Ялта	19	1,15	107	76	63	46

Таблиця Б.18 - Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

№ поста	Річка – пост	F , км ²	n , років	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	Метод моментів		Метод найбільшої правдоподібності	
					C_v	C_s	C_v	C_s / C_v
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	49	47,7	0,99	1,81	1,04	1,83
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	48	97,7	0,82	1,13	0,82	1,60
3	Виживка – с. Руда	141	64	6,04	0,76	1,68	0,91	2,6
4	Виживка – смт. Ст.Виживка	722	67	35,4	0,85	1,37	0,95	1,9
5	Тур'я – с. Ягідне	502	69	15,3	0,86	1,55	0,88	2,20
6	Тур'я – м. Ковель	1480	79	38,9	1,03	2,20	1,06	2,80
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	49	74,2	0,78	1,83	0,77	2,50
8	Стохід – с. Малинівка	692	36	13,2	0,82	1,18	0,72	2,50
9	Стохід – с. Гулівка	1420	51	45,1	1,02	1,41	1,04	2,60
10	Стохід – смт. Любешів	2970	64	65,5	0,71	1,28	0,72	2,10
11	Стир – с. Щурівці	2020	55	51,7	0,78	1,65	0,73	2,90
12	Стир – м. Луцьк	7200	85	133	0,92	2,81	0,95	3,90
13	Стир – с. Млинок	10900	50	143	0,58	0,55	0,62	1,10
14	Радоставка – с. Трійця	316	55	15,9	0,81	1,12	0,81	1,80
15	Іква – с. Радянське	632	65	23,7	0,78	1,72	0,86	4,00
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	51	38,7	0,54	0,92	0,53	1,50
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	74	56,6	0,92	3,28	1,00	5,00
18	Горинь – с. Оженін	5860	65	167	0,80	2,24	0,87	3,70
19	Горинь – с. Деражне	9160	53	190	0,70	1,35	0,76	2,50
20	Вирка – с. Сварині	231	63	9,15	0,76	1,09	0,81	1,70
21	Случ – с. В. Клітна	232	56	15,0	0,90	2,15	0,89	3,40
22	Случ – с. Громада	2480	82	66,5	1,14	1,28	1,11	2,2

Кінець таблиці Б.18

№ по- ста	Річка – пост	F , км ²	n , років	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	Метод моментів		Метод найбільшої правдоподібності	
					C_v	C_s	C_v	C_s/C_v
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	37	220	0,99	1,98	1,03	3,30
24	Случ – м. Сарни	13300	80	633	1,01	1,79	1,03	2,00
25	Хомора – смт. Понінка	1410	61	65,4	0,78	1,72	0,75	2,10
26	Тня – с. Броніки	982	70	67,1	0,87	1,30	0,88	1,90
27	Смолка – с. Сусли	632	65	40,9	0,76	1,00	0,77	1,40
28	Льва – с. Осницьк	276	52	17,2	0,76	0,72	0,79	1,70
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	66	36,1	1,00	1,57	1,00	1,94
30	Уборть – с. Перга	2880	57	99	0,75	0,62	0,75	0,90
31	Уж – м. Коростень	1450	66	56,8	0,89	1,10	0,89	1,23
32	Уж – смт. Поліське	5690	78	289	0,77	1,01	0,79	1,50
33	Жерів – с. В'язівка	1360	19	64,9	0,81	1,18	0,86	2,20
34	Норин – с. Словенщина	804	48	43,9	0,46	0,63	0,63	1,46
35	Грезля – уроч. Брід	553	17	35,2	0,57	0,69	0,58	1,80
36	Ілля – с. Луб'янка	300	27	14,9	0,82	1,40	0,86	3,00
37	Тетерів – с. Троща	227	62	8,23	0,74	1,12	0,73	1,70
38	Тетерів – м. Житомир	5270	86	208	0,80	1,25	0,82	2,00
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	53	386	0,79	1,16	0,80	1,80
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	74	48,5	0,90	2,44	0,88	2,50
41	Гуйва – с. Городківка	312	61	10,0	0,57	2,45	0,57	3,00
42	Ірша – смт. Володарськ- Волинський	208	55	10,2	0,75	1,22	0,74	1,60
43	Ірша – с. Українка	2600	84	115	0,84	0,98	0,99	1,80

Таблиця Б.19 - Статистичні параметри часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

№ по- ста	Річка – пост	F , км ²	n , років	$\bar{Y}_m$, мм	Метод моментів		Метод найбільшої прав- доподібності	
					C_V	C_S	C_V	C_S / C_V
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	49	42,9	0,75	1,70	0,75	2,10
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	48	37,7	0,66	1,20	0,66	1,10
3	Виживка – с. Руда	141	64	45,3	0,56	0,76	0,58	1,80
4	Виживка – смт. Ст.Виживка	722	67	46,8	0,63	1,00	0,61	1,40
5	Тур'я – с. Ягідне	502	69	32,6	0,74	1,31	0,70	1,85
6	Тур'я – м. Ковель	1480	79	33,4	0,65	0,90	0,65	2,40
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	49	39,1	0,63	1,81	0,63	2,40
8	Стохід – с. Малинівка	692	36	27,1	0,73	1,34	0,68	2,84
9	Стохід – с. Гулівка	1420	51	49,5	1,05	2,25	1,05	2,20
10	Стохід – смт. Любешів	2970	64	48,3	0,75	1,79	0,72	3,50
11	Стир – с. Щурівці	2020	55	38,2	0,57	1,74	0,68	2,35
12	Стир – м. Луцьк	7200	85	40,4	0,52	4,36	1,10	2,00
13	Стир – с. Млинок	10900	50	38,8	0,53	1,00	0,56	3,50
14	Радоставка – с. Трійця	316	55	47,1	0,57	0,57	0,58	1,80
15	Іква – с. Радянське	632	65	32,3	0,56	1,55	0,56	3,50
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	51	39,8	0,62	0,87	0,62	3,50
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	74	37,8	0,53	1,24	0,51	3,50
18	Горинь – с. Оженін	5860	65	37,7	0,52	1,29	0,51	3,50
19	Горинь – с. Деражне	9160	53	41,9	0,53	0,95	0,56	3,50
20	Вирка – с. Сварині	231	63	52,5	0,72	1,57	0,76	6,90
21	Случ – с. В. Клітна	232	56	51,0	0,58	1,29	0,58	1,80
22	Случ – с. Громада	2480	82	33,1	0,78	1,27	0,63	2,40

Кінець таблиці Б.19

№ по- ста	Річка – пост	F , км ²	n , років	$\bar{Y}_m$, мм	Метод моментів		Метод найбільшої прав- доподібності	
					C_V	C_S	C_V	C_S / C_V
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	37	35,7	0,83	0,86	0,58	1,80
24	Случ – м. Сарни	13300	80	52,0	0,65	1,15	0,66	2,60
25	Хомора – смт. Понінка	1410	61	45,7	0,66	1,19	0,66	3,50
26	Тня – с. Броніки	982	70	48,4	0,77	1,20	0,77	1,90
27	Смолка – с. Сусли	632	65	45,1	0,77	1,70	0,81	4,00
28	Льва – с. Осницьк	276	52	63,6	0,68	1,15	0,68	1,60
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	510	66	50,0	0,80	0,96	0,79	1,40
30	Уборть – с. Перга	2880	57	51,5	0,70	0,81	0,68	1,40
31	Уж – м. Коростень	1450	66	41,5	0,73	1,37	0,73	2,40
32	Уж – смт. Поліське	5690	78	45,2	0,66	0,68	0,66	1,70
33	Жерів – с. В'язівка	1360	19	32,7	0,57	0,57	0,57	0,90
34	Норин – с. Словенщина	804	48	33,0	0,64	0,95	0,64	1,20
35	Грезля – уроч. Бід	553	17	38,5	0,66	0,62	0,66	1,70
36	Ілля – с. Луб'янка	300	27	39,5	0,56	0,58	0,56	3,50
37	Тетерів – с. Троща	227	62	35,0	0,51	0,64	0,51	3,50
38	Тетерів – м. Житомир	5270	86	42,4	0,68	1,11	0,68	2,35
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	53	45,4	0,77	1,43	0,77	2,50
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	74	38,6	0,58	1,10	0,58	1,80
41	Гуйва – с. Городківка	312	61	33,8	0,58	0,71	0,58	1,80
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	55	43,5	0,84	1,12	0,84	2,40
43	Ірша – с. Українка	2600	84	44,2	0,79	1,10	0,79	2,20

Таблиця Б.20 - Статистичні характеристики часових рядів максимальних сніго-запасів на початок весняного водопілля в басейні р. Дністер

№ з/п	Метеостанція (пост)	К-ть років спостережень	$\bar{S}_m$, мм	C_v	C_s/C_v	r_1
1	Мостиська	46	31	0,71	1,40	0,27
2	Яворів	59	46	0,65	1,70	0,18
3	Комарно	45	34	0,68	1,50	0,47
4	Грушев	13	35	0,51	2,70	-0,25
5	Щирець	17	32	0,48	1,40	-0,33
6	Журавно	20	29	0,59	0,10	0,21
7	Букачівці	34	33	0,64	1,10	0,11
8	Більшівці	33	36	0,59	0,80	-0,16
9	Бережани	61	44	0,65	1,70	0,23
10	Задарів	31	34	0,59	0,40	0,08
11	Підгайці	48	48	0,54	1,70	0,25
12	Каплинці	33	44	0,69	1,40	0,07
13	Бучач	19	34	0,78	0,80	0,19
14	Коропець	33	40	0,55	0,40	-0,11
15	Городище Мале	16	49	0,76	1,70	0,51
16	Тернопіль	48	52	0,72	1,40	0,24
17	Велика Березовиця	31	47	0,67	1,00	-0,08
18	Плебанівка	39	41	0,59	2,20	0,24
19	Чортків	65	49	0,65	1,50	0,00
20	Заліщики	43	42	0,68	0,90	0,07
21	Стрілковці	39	38	0,67	1,30	0,06
22	Волочиськ	21	39	0,71	0,20	-0,03
23	Городок	17	35	0,53	3,20	0,35
24	Кугайвці	22	47	0,6	0,60	0,20
25	Ластівці	20	33	0,67	1,00	0,25
26	Купин	19	43	0,64	0,70	0,31
27	Кам'янець-	50	43	0,68	2,10	0,00
28	Зіньків	9	39	0,59	-1,30	0,22
29	Нова Ушиця	63	48	0,67	1,40	-0,02

Кінець таблиці Б.20

№ з/п	Метеостанція (пост)	К-ть років спостережень	$\bar{S}_m$, мм	C_v	C_s/C_v	r_1
30	Лядова	12	35	0,68	2,40	0,36
31	Жеребилівка	30	32	0,7	1,60	-0,10
32	Кудіївці	43	51	0,66	1,40	0,19
33	Могилів-Подільський	54	40	0,61	1,40	0,35
34	Сороки	30	49	0,72	2,30	0,10
35	Севірово	17	26	0,51	0,10	0,34
36	Каменка	25	37	0,46	1,50	-0,01
37	Флорешти	19	28	0,71	3,70	0,18
38	Бельці	14	43	0,62	2,40	0,24
39	Бельці, пост	32	36	0,6	2,80	0,04
40	Казанешти	16	20	0,55	1,30	0,14
41	Воронково	11	32	0,59	0,80	0,23
42	Корнешти	29	47	0,54	1,30	0,19
43	Оргіїв	19	34	0,5	0,30	0,02
44	Калараш	23	34	0,51	2,60	0,18
45	Дубосари	46	38	0,58	3,30	0,16
46	Кишинів, місто	48	47	0,61	3,10	0,12
47	Балцати	21	40	0,63	2,30	0,21
48	Синжера	21	30	0,57	1,80	0,06
49	Карпинени	20	25	0,56	1,90	0,37
50	Бендери	17	32	0,69	2,30	-0,20
51	Тираспіль	47	29	0,6	3,40	0,14
52	Каушани	19	32	0,55	2,70	-0,27
53	Олонешти	24	34	0,82	3,10	0,05

Таблиця Б.21 – Перевірка часових рядів стоку на однорідність середніх квадратичних відхилень за критеріями Фішера, Стюдента і Вількоксона (басейн р. Південний Буг)

№ з/п	Річка – пост	n, років	Рівень значущості	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стюдента		Висновок	Критерій Віл- коксона	Загальний ви- снoveк
				F	$F_{кр}$		t	$t_{кр}$			
1	Південний Буг - с.Пирогівці	46	5%	1,15	2,51	Одн.	2,64	2,02	Неодн.	Неодн.	Неодн.
2	Південний Буг - с.Лелітка	63	5%	1,52	2,13	Одн.	0,90	2,0	Одн.	Одн.	Одн.
3	Південний Буг - м.Сабарів	57	5%	1,16	2,19	Одн.	4,30	2,0	Неодн.	Неодн.	Неодн.
4	Південний Буг – с.Тростянчик	68	5%	1,62	2,10	Одн.	0,01	2,0	Одн.	Одн.	Одн.
5	Південний Буг - с.Підгір'я	66	5%	1,35	2,10	Одн.	1,07	2,0	Одн.	Одн.	Одн.
6	Південний Буг – Первомай- ська ГЕС	39	5%	3,94	2,86	Неодн.	6,44	2,04	Неодн.	Неодн.	Неодн.
7	Бужок - смт Меджибіж	36	5%	1,60	3,09	Одн.	1,66	2,05	Одн.	Одн.	Одн.
8	Іква - смт Стара Синява	64	5%	1,43	2,12	Одн.	0,77	2,0	Одн.	Одн.	Одн.
9	Згар - смт Літин	76	5%	1,33	2,02	Одн.	2,87	2,0	Неодн.	Неод.	Неодн.
10	Рів – с.Демидівка	86	5%	1,75	1,91	Одн.	6,13	1,99	Неодн.	Неодн.	Неодн.

Кінець таблиці Б.21

№ з/п	Річка – пост	п, років	Рівень значущості	Критерій Фі- шера		Висновок	Критерій Стью- дента		Висновок	Критерій Вілкоксона	Загальний висновок
				F	$F_{кр}$		t	$t_{кр}$			
11	Соб - с.Зозів	59	5%	1,90	2,17	Одн.	0,38	2,0	Одн.	Одн.	Одн.
12	Соб – Дмітренківська ГЕС	35	5%	2,93	3,09	Одн.	0,36	2,05	Одн.	Одн.	Одн.
13	Савранка - с.Осички	69	5%	1,17	2,08	Одн.	1,72	2,0	Одн.	Одн.	Одн.
14	Кодима - с.Обжила	43	5%	1,78	2,62	Одн.	3,29	2,03	Неодн.	Неодн.	Неодн.
15	Кодима - с.Катеринка	73	5%	1,69	2,04	Одн.	3,78	1,99	Неодн.	Неодн.	Неодн.
16	Синюха – с. Червонохутор- ська	24	5%	3,73	3,80	Одн.	1,77	2,09	Одн.	Одн.	Одн.
17	Синюха - с.Синюхин Брід	79	5%	1,35	1,98	Одн.	0,77	1,99	Одн.	Одн.	Одн.
18	Гнилий Тікіч – смт Лисянка	54	5%	1,39	2,23	Одн.	2,88	2,01	Неодн.	Неодн.	Неодн.
19	Гнилий Тікіч – с.Лоташевська	21	5%	1,78	3,91	Одн.	0,58	2,09	Одн.	Одн.	Одн.
20	Велика Вись - с.Ямпіль	80	5%	1,78	1,98	Одн.	0,74	2,0	Одн.	Одн.	Одн.
21	Ятрань - с.Покотилове	55	5%	2,56	2,21	Неодн.	1,58	2,01	Одн.	Одн.	Одн.
22	Циганка - с.Червонопілля	30	5%	1,18	3,44	Одн.	1,11	2,07	Одн.	Одн.	Одн.
23	Чорний Ташлик – с.Піщаний Брід	23	5%	1,14	3,91	Одн.	0,45	2,09	Одн.	Одн.	Одн.
24	Чорний Ташлик - с.Тарасівка	74	5%	1,92	2,04	Одн.	0,56	2,0	Одн.	Одн.	Одн.

Таблиця Б.22– Результати розрахунку статистичних параметрів часових рядів річного стоку в басейні р.П. Буг

№	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	N	$\bar{q}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	C_V	C_S	C_V	C_S/C_V
1	Південний Буг-с.Пирогівці	827	46	5,30	0,35	0,52	0,35	1,8
2	Південний Буг - с.Лелітка	4000	63	3,59	0,34	0,26	0,33	0,9
3	Південний Буг - м.Сабарів	9010	57	3,25	0,39	0,31	0,39	0,9
4	Південний Буг – с.Тростянчик	17400	68	2,70	0,32	0,45	0,32	1,5
5	Південний Буг - с.Підгір'я	24600	66	2,42	0,30	0,39	0,30	1,4
6	Південний Буг – Пер-вомайська ГЕС	27300	39	1,44	0,42	0,52	0,42	1,3
7	Бужок - смт Меджибіж	698	36	3,59	0,44	0,62	0,44	1,5
8	Іква - смт Стара Синява	439	64	4,47	0,32	0,23	0,32	0,8
9	Згар - смт Літин	692	76	3,05	0,41	0,17	0,41	0,5
10	Ров – с.Демидівка	1130	86	3,30	0,41	0,48	0,40	1,2
11	Соб - с.Зозів	92,5	59	2,98	0,33	- 0,19	0,33	-0,3
12	Соб – Дмитренківська ГЕС	2840	35	2,08	0,51	3,35	0,51	10,8
13	Савранка - с.Осички	1740	69	1,51	0,35	0,76	0,35	2,3
14	Кодима - с.Обжила	145	43	1,09	0,41	1,69	0,41	5,0
15	Кодима - с.Катеринка	2390	73	0,75	0,57	1,01	0,57	1,9
16	Синюха –с. Червонохуторська	16500	24	1,70	0,41	0,48	0,41	1,3
17	Синюха - с.Синюхин Брід	16700	79	1,59	0,44	1,20	0,43	2,9
18	Гнилий Тікіч – смт Лисянка	1450	54	1,42	0,51	0,72	0,51	1,5
19	Гнилий Тікіч – с.Лоташевська	3140	21	1,75	0,42	0,25	0,42	0,8
20	Велика Вись - с.Ямпіль	2820	80	1,21	0,48	1,30	0,48	2,9
21	Ятрань - с.Покотилове	2140	55	1,85	0,42	1,70	0,42	4,7
22	Циганка - с.Червонопілля	248	30	1,74	0,33	0,56	0,33	1,9
23	Чорний Ташлик – с.Піщаний Брід	1830	23	1,10	0,59	1,20	0,60	2,5
24	Чорний Ташлик - с.Тарасівка	2230	74	1,40	0,52	1,06	0,52	2,1
Середнє								2,17

Таблиця Б.23– Розрахунок похибки норми річного стоку та коефіцієнта
варіації в басейні р. Південний Буг

№	Річка – пост	$F, \text{км}^2$	n , років	$\bar{q}$, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	C_v	$\sigma_q, \%$	$\sigma_{C_v}, \%$
1	Південний Буг - с.Пирогівці	827	46	5,30	0,35	5,16	11,05
2	Південний Буг - с.Лелітка	4000	63	3,59	0,33	4,16	9,38
2	Південний Буг - м.Сабарів	9010	63	3,59	0,33	4,16	9,38
4	Південний Буг – с.Тростянчик	17400	68	2,70	0,32	3,88	9,00
5	Південний Буг - с.Підгір'я	24600	66	2,42	0,30	3,69	9,09
6	Південний Буг – Пер- вомайська ГЕС	27300	39	1,44	0,42	6,73	12,28
7	Бужок - смт Меджибіж	698	36	3,59	0,44	7,33	12,88
8	Іква - смт Стара Синява	439	64	4,47	0,32	4,00	9,28
9	Згар - смт Літин	692	76	3,05	0,41	4,70	8,77
10	Ров – с.Демидівка	1130	86	3,30	0,40	4,31	8,21
11	Соб - с.Зозів	92,5	59	2,98	0,33	4,30	9,69
12	Соб – Дмитренківська ГЕС	2840	35	2,08	0,51	8,62	13,42
13	Савранка - с.Осички	1740	69	1,51	0,35	4,21	9,02
14	Кодима - с.Обжила	145	43	1,09	0,41	6,25	11,65
15	Кодима - с.Катеринка	2390	73	0,75	0,57	6,67	9,53
16	Синюха – с. Червоно- хуторська	16500	24	1,70	0,41	8,37	15,60
17	Синюха - с.Синюхин Бірд	16700	79	1,59	0,43	4,84	8,66
18	Гнилий Тікіч – смт Ли- сянка	1450	54	1,42	0,51	6,94	10,80
19	Гнилий Тікіч – с.Лоташевська	3140	21	1,75	0,42	9,17	16,74
20	Велика Вись - с.Ямпіль	2820	80	1,21	0,48	5,37	8,77
21	Ятрань - с.Покотилове	2140	55	1,85	0,42	5,66	10,34
22	Циганка - с.Червонопілля	248	30	1,74	0,33	6,02	13,59
23	Чорний Ташлик – с.Піщаний Бірд	1830	23	1,10	0,60	12,51	17,19
24	Чорний Ташлик - с.Тарасівка	2230	74	1,40	0,52	6,04	9,26
Середнє значення						6,0	11,01

Таблиця Б.24 - Список гідрологічних постів на території Закарпаття

№	Річка-пост	F , км ²	I_{36} , ‰	$\bar{H}$, м	f_{03} , %	f_3 , %	f_L , %
1	Боржава – с. Довге	408	12,6	620	0	0	71
2	Боржава – с. Шаланки	1100	7	470	0	1	54
3	Брустуранка – с. Лопухів	257	19,8	1100	0	0	77
4	Веча – с. Неліпіне	241	14,5	760	0	0	72
5	стр. Гл. Яр – смт Міжгір'я	0,28	–	550	–	–	–
6	стр. Йойківець – смт Міжгір'я	0,39	–	630	–	–	92
7	Косовська - с. Косовська Поляна	122	26	1060	1	0	83
8	Латориця – м. Мукачеве	1360	4,5	570	0	0	63
9	Латориця – с. Підполоззя	324	12,3	720	0	0	50
10	Латориця – м. Свалява	680	7,4	700	0	0	61
11	Латориця – м. Чоп	2870	1,9	310	1	1	41
12	Лопушна – с. Лопушне	37,3	–	897	–	–	78
13	Лужанка – с. Нересниця	149	11,4	770	0	0	65
14	Люта – с. Чорноголова	169	15,6	700	0	0	80
15	Мокранка – с. Руська Мок- ра	214	16,6	1100	0	0	80
16	Пилипець – с. Пилипець	44,2	30	820	0	0	29
17	Репінка – с. Репіно	203	7,6	780	0	0	22
18	Ріка – смт Міжгір'я	550	12,5	800	0	0	41
19	Ріка – м. Хуст	1130	6,6	680	0	0	52
20	Стара – с. Зняцеве	224	6	300	0	0	42
21	Теребля – с. Колочава	369	10,4	1000	1	0	67
22	Тересва – смт Дубове	757	10,5	1000	0	0	76
23	Тересва – с. Нересниця	1100	8,6	930	0	0	72
24	Тересва – смт Усть-Чорна	572	17,2	1100	0	0	77
25	Тиса – смт Вилок	9140	2,9	–	1	1	55
26	Біла Тиса – м. Луги	189	26,3	1200	1	0	77
27	Тиса – м. Рахів	1070	9,1	1100	1	0	68
28	Тиса – м. Тячів	6470	–	–	–	–	–
29	Тиса – м. Хуст	7690	3,7	870	1	0	56
30	Ч. Тиса – смт Ясиня	194	15,7	1000	1	0	75
31	Тур'я – с. Симер	464	15,6	540	0	0	61
32	Уж – с. Жорнава	286	12,3	670	0	0	45
33	Уж – с. Зарічеве	1280	6,3	560	0	0	54
34	Уж – м. Ужгород	1970	4,1	530	0	0	57

Таблиця Б.25 - Перевірочні розрахунки норм річного стоку $\bar{q}$ (дм³/(с·км²)) у Закарпатті

№ поста	Річка-пост	F , км ²	$\bar{H}$, м	$\bar{q}_{розр}$, дм ³ /(с·км ²)	$\bar{q}$, дм ³ /(с·км ²)	$ \bar{q} $, %
1	Боржава – с. Довге	408	620	20,6	27,4	24,6
2	Боржава – с. Шаланки	1100	470	14,9	18,7	20,1
3	Брустуранка – с. Лопухів	257	1100	38,9	34,3	13,4
4	Веча – с. Неліпіне	241	760	25,9	28,4	8,49
5	стр. Гл. Яр – смт Міжгір'я	0,28	550	17,9	8,89	102
6	стр. Йойківець – смт Міжгір'я	0,39	630	21,0	16,8	25,2
7	Косовська - с. Косовська Поляна	122	1060	37,4	38,18	1,94
8	Латориця – м. Мукачеве	1360	570	18,8	19,4	3,50
9	Латориця – с. Підполоззя	324	720	24,48	30,3	19,4
10	Латориця – м. Свалява	680	700	23,7	21,8	8,57
11	Латориця – м. Чоп	2870	310	8,87	12,6	29,4
12	Лопушна – с. Лопушне	37,3	897	31,2	26,3	18,7
13	Лужанка – с. Нересниця	149	770	26,4	30,13	17,7
14	Люта – с. Черногорова	169	700	23,7	24,8	4,67
15	Мокранка – с. Руська Мокра	214	1100	38,9	38,8	0,15
16	Пилипець – с. Пилипець	44,2	820	28,2	33,7	16,2
17	Репінка – с. Репіно	203	780	26,7	29,5	9,42
18	Ріка – смт Міжгір'я	550	800	27,5	25,3	8,70
19	Ріка – м. Хуст	1130	680	22,9	34,7	33,9
20	Стара – с. Зняцеве	224	300	8,49	10,1	16,2
21	Теребля – с. Колочава	369	1000	35,1	39,8	11,8
22	Тересва – смт Дубове	757	1000	35,1	33,2	5,69
23	Тересва – с. Нересниця	1100	930	32,41	31,3	3,64
24	Тересва – смт Усть-Чорна	572	1100	38,9	32,7	18,9
25	Тиса – смт Вилок	9140	–	–	23,5	–
26	Біла Тиса – м. Луги	189	1200	42,7	27,6	54,7
27	Тиса – м. Рахів	1070	1100	38,9	24,1	61,6
28	Тиса – м. Тячів	6470	–	–	21,3	–
29	Тиса – м. Хуст	7690	870	30,2	21,6	39,6

Кінець таблиці Б.25

№ поста	Річка-пост	F , км ²	$\bar{H}$, м	$\bar{q}_{розр}$, дм ³ /(с·км ²)	$\bar{q}$, дм ³ /(с·км ²)	$ \bar{q} $, %
30	Ч. Тиса – смт Ясиня	194	1000	35,1	25,4	38,1
31	Тур'я – с. Симер	464	540	17,61	19,3	8,90
32	Уж – с. Жорнава	286	670	22,6	23,5	4,04
33	Уж – с. Зарічеве	1280	560	18,4	15,9	15,2
34	Уж – м. Ужгород	1970	530	17,2	14,9	15,7

Таблиця Б.26 - Хронологічні дати зміни періодів циклічних коливань водності річного стоку у Закарпатті

№ з\п	Річка-пост	К-ть років	F км ²	Роки	Цикли								
					баг.	мал.	баг.	мал.	баг.	мал.	баг.	мал.	баг.
1	Боржава – с. Довге	62	408	1946- 2008		1947- 64	1964- 70	1970- 73	1973- 86	1986- 97	1997- 2001	2001- 03	2003- 08
2	Боржава – с. Шаланки	37	1100	1961- 97		1961- 64	1964- 70	1970- 73	1973- 81	1981- 91	1991- 98		
3	Брустуранка - с. Лопухів	41	257	1947- 87		1947- 64	64-82	82-84	84-87				
4	Веча – с. Неліпіне	51	241	1958- 2008		1958- 73	1973- 89	1989- 93	1993- 2008				
5	стр. Гл. Яр – с.т Міжгір'я	26	0,28	1962- 87		1962- 75	1975- 87						
6	стр. Йойковець – с.т Міжгір'я	26	0,39	1962- 87	1962- 71	1971- 75	75-82	82-87					
7	Косовська – с. Косовська Поляна	46	122	1963- 2008		1963- 76	1976- 89	1989- 94	1994- 2002	2002- 05	2005- 08		
8	Латориця – м. Мукачеве	62	1360	1947- 2008		1947- 73	1973- 89	1989- 94	1994- 2008				
9	Латориця – с. Підполоззя	62	324	1947- 2008		1947- 54	1954- 82	1982- 97	1997- 2008				
10	Латориця – м. Свалява	47	680	1962- 2008		1962- 64	1964- 70	1970- 73	1973- 85	1985- 97	1997- 2008		

Продовження таблиці Б.26

№ з\п	Річка-пост	К-ть років	F км ²	Роки	Цикли								
					баг.	мал.	баг.	мал.	баг.	мал.	баг.	мал.	баг.
11	Латориця – м. Чоп	52	2870	1957- 2008		1957- 64	1964- 70	1970- 73	1973- 85	1985- 97	1997- 2008		
12	Лопушна – с. Лопушне	28	37,3	1960- 1987		1960- 73	1973- 80	1980- 84	1984- 87				
13	Лужанка – с. Нересниця	37	149	1956- 1988		56-64	64-70	70-73	73-88				
14	Люта – с. Чорноголова	33	169	1956- 1988		56-64	64-81	81-84	84-88				
15	Мокранка – с. Руська Мо- кра	47	214	1947- 1993	1947- 49	1949- 54	1954- 58	1958- 76	1976- 89	1989- 93			
16	Пилипець – с. Пилипець	43	44,2	1956- 2008	1956- 58	1958- 64	1964- 85	1985- 2008					
17	Репінка – с. Репіно	63	203	1946- 2008		1946- 64	1964- 70	1970- 93	1993- 2008				
18	Ріка – сmt Міжгір'я	63	550	1946- 2008		1946- 54	1954- 55	1955- 64	1964- 70	1970- 73	1973- 85	1985- 91	1991- 2008
19	Ріка – м. Хуст	48	113 0	1946- 1993		1946- 76	1976- 93						
20	Стара – с. Зняцево	57	224	1952- 2008		1952- 64	1964- 70	1970- 73	1973- 80	1980- 93	1993- 2008		
21	Теребля – с. Колочава	47	369	1952- 1998		1952- 73	1973- 98						
22	Тересва – сmt Дубове	42	757	1946- 1987	1946- 48	1948- 54	1954- 58	1958- 64	1964- 71	1971- 73	1973- 85	1985- 87	

Кінець таблиці Б.26

№ з\п	Річка-пост	К-ть років	F км ²	Роки	Цикли								
					баг.	мал.	баг.	мал.	баг.	мал.	баг.	мал.	баг.
23	Тересва – с. Нересниця	38	1100	1956- 1993		1956- 73	1973- 93						
24	Тересва – с.мт Усть- Чорна	60	572	1949- 2008		1949- 73	1973- 2001	2001- 08					
25	Тиса – с.мт Вілок	55	9140	1954- 2008	1954- 61	1961- 73	1973- 81	1981- 97	1997- 2002	2002- 08			
26	Біла Тиса – м. Луги	54	189	1955- 2008		1955- 94	1994- 2008						
27	Тиса – м. Рахів	62	1070	1947- 2008		1947- 54	1954- 58	1958- 67	1967- 70	1970- 76	1976- 82	1982- 93	1993- 2008
28	Тиса – м. Тячів	36	6470	1963- 1998	1963- 70	1970- 73	1973- 80	1980- 98					
29	Тиса – м. Хуст	45	7690	1963- 2007	1963- 70	1970- 73	1973- 80	1980- 94	1994- 2002	2002- 07			
30	Ч. Тиса – с.мт Ясіня	46	194	1963- 2008		1963- 67	1967- 83	1983- 97	1997- 2008				
31	Тур'я – с. Сімер	51	464	1958- 2008		1958- 64	1964- 79	1979- 93	1993- 2008				
32	Уж – с. Жорнава	57	286	1952- 2008		1952- 54	1954- 58	1958- 64	1964- 85	1985- 2003	2003- 08		
33	Уж – с. Зарічево	62	1280	1947- 2008		1947- 64	1964- 70	1970- 94	1994- 2001	2001- 03	2003- 08		
34	Уж – м. Ужгород	62	1970	1947- 2008		1947- 64	1964- 70	1970- 73	1973- 86	1986- 2003	2003- 08		

Таблиця Б.27 - Середні багаторічні модулі річного стоку у Закарпатті, обчислені різними методами

№ з/п	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$\bar{H}, \text{м}$	Середній багаторічний модуль стоку, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$		
				середнє арифметичне	за інтегральними різницевими кривими	за згладжуванням часових рядів
1	Боржава – с. Довге	408	620	27,4	27,4	27,4
2	Боржава – с. Шаланки	1100	470	18,7	18,7	18,7
3	Брустуранка – с. Лопухів	257	1100	34,3	34,3	34,3
4	Веча – с. Неліпіне	241	760	28,4	28,4	28,4
5	стр. Гл. Яр – смт Міжгір'я	0,28	550	8,89	8,89	8,86
6	стр. Йойківець – смт Міжгір'я	0,39	630	16,8	16,8	16,7
7	Косовська – с. Косовська Поляна	122	1060	38,1	38,1	37,9
8	Латориця – м. Мукачеве	1360	570	19,4	19,4	19,4
9	Латориця – с. Підполоззя	324	720	30,3	30,3	30,4
10	Латориця – м. Свалява	680	700	21,8	21,8	21,9
11	Латориця – м. Чоп	2870	310	12,6	12,6	12,6
12	Лопушна – с. Лопушне	37,3	897	26,3	26,3	26,3
13	Лужанка – с. Нересниця	149	770	30,1	30,1	30,1
14	Люта – с. Чорноголова	169	700	24,9	24,8	24,8
15	Мокранка – с. Руська Мокра	214	1100	38,8	38,8	38,7
16	Пилипець – с. Пилипець	44,2	820	33,7	33,7	33,7
17	Репінка – с. Репіне	203	780	29,5	29,5	29,5

Кінець таблиці Б.27

№ з/п	Річка-пост	$F, \text{ км}^2$	$H_{\text{сер}}, \text{ м}$	Середній багаторічний модуль стоку, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$		
				середнє арифме- тичне	за інтег- ральними різниче- вими кривими	за згла- джу- ванням часових рядів
18	Ріка – смт Міжгір'я	550	800	25,3	25,3	25,2
19	Ріка – м. Хуст	1130	680	34,7	34,7	34,7
20	Стара – с. Зняцеве	224	300	10,1	10,1	10,2
21	Теребля – с. Колочава	369	1000	39,8	39,8	39,9
22	Тересва – смт Дубове	757	1000	33,1	33,2	33,1
23	Тересва – с. Нересниця	1100	930	31,3	31,3	31,3
24	Тересва – смт Усть- Чорна	572	1100	32,7	32,7	32,7
25	Тиса – смт Вилок	9140		23,5	23,5	23,5
26	Біла Тиса – м. Луги	189	1200	27,6	27,6	27,7
27	Тиса – м. Рахів	1070	1100	24,1	24,1	24,1
28	Тиса – м. Тячів	6470		21,3	21,3	21,3
29	Тиса – м. Хуст	7690	870	21,6	21,6	21,6
30	Ч. Тиса – смт Ясиня	194	1000	25,4	25,4	25,4
31	Тур'я – с. Симер	464	540	19,3	19,3	19,4
32	Уж – с. Жорнава	286	670	23,5	23,5	23,6
33	Уж – с. Зарічеве	1280	560	15,9	15,9	15,9
34	Уж – м. Ужгород	1970	530	14,9	14,9	14,9

Таблиця Б.28 - Перевірочні розрахунки норм річного стоку у Закарпатті

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	$\bar{H}$, м	$\bar{q}_{розр}$, дм ³ /(с·км ²)	$\bar{q}$, дм ³ /(с·км ²)	k_F	$ \Delta\bar{q} $, %
1	Боржава – с. Довге	408	620	21,3	27,4	1	-22,2
2	Боржава – с. Шаланки	1100	470	17,4	18,7	1	-6,9
3	Брустуранка – с. Лопухів	257	1100	33,8	34,3	1	-1,4
4	Веча – с. Неліпіне	241	760	24,9	28,4	1	-12,1
5	стр. Гл. Яр – сmt Міжгір'я	0,28	550	8,97	8,9	0,46	0,9
6	стр. Йойківець – сmt Міжгір'я	0,39	630	10,1	16,8	0,47	-39,6
7	Косовська – с. Косовська Поляна	122	1060	32,8	38,1	1	-14,0
8	Латориця – м. Мукачеве	1360	570	20,0	19,4	1	3,0
9	Латориця – с. Підполоззя	324	720	23,9	30,3	1	-21,2
10	Латориця – м. Свалява	680	700	23,4	21,8	1	7,2
11	Латориця – м. Чоп	2870	310	13,3	12,6	1	5,5
12	Лопушна – с. Лопушне	37,3	897	28,5	26,3	1	8,6
13	Лужанка – с. Нересниця	149	770	25,2	30,1	1	-16,3
14	Люта – с. Чорноголова	169	700	23,4	24,9	1	-5,8
15	Мокранка – с. Руська Мокра	214	1100	33,8	38,8	1	-13,0
16	Пилипець – с. Пилипець	44,2	820	26,5	33,7	1	-21,3
17	Репінка – с. Репіне	203	780	25,5	29,5	1	-13,7
18	Ріка – сmt Міжгір'я	550	800	26,0	25,3	1	2,8

Кінець таблиці Б.28

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	$\bar{H}$, м	$\bar{q}_{розр}$, дм ³ /(с·км ²)	$\bar{q}$, дм ³ /(с·км ²)	k_F	$ \Delta \bar{q} $, %
19	Ріка – м. Хуст	1130	680	22,9	34,7	1	-34,1
20	Стара – с. Зняцеве	224	300	13,0	10,1	1	28,3
21	Теребля – с. Колочава	369	1000	31,2	39,8	1	-21,6
22	Тересва – с.мт Дубове	757	1000	31,2	33,2	1	-6,0
23	Тересва – с. Нересниця	1100	930	29,4	31,3	1	-6,1
24	Тересва – с.мт Усть- Чорна	572	1100	33,8	32,7	1	3,4
25	Тиса – с.мт Вилік	9140	-	-	23,5	1	-
26	Біла Тиса – м. Луки	189	1200	36,4	27,6	1	31,8
27	Тиса – м. Рахів	1070	1100	33,8	24,1	1	40,5
28	Тиса – м. Тячів	6470	-	-	21,3	1	-
29	Тиса – м. Хуст	7690	870	27,8	21,6	1	28,9
30	Ч. Тиса – с.мт Ясиня	194	1000	31,20	25,41	1	22,8
31	Тур'я – с. Симеї	464	540	19,24	19,33	1	-0,5
32	Уж – с. Жорнава	286	670	22,62	23,5	1	-3,7
33	Уж – с. Зарічеве	1280	560	19,76	15,94	1	24,0
34	Уж – м. Ужгород	1970	530	18,98	14,89	1	27,5
Середнє значення				-	-	-	15,5

Таблиця Б.29 - Приведені до умовної висоти водозборів $\bar{H}=1000$ м модулі середнього річного стоку у Закарпатті

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	$\bar{H}$, м	$(\bar{H} - 1000)$, м	$\bar{q}_{H=1000}$, дм ³ /(с·км ²)	$\bar{q}$, дм ³ /(с·км ²)	φ° пн. ш	f_L , %	$\lg(f_n+1)$	$\bar{X}$, мм	$\bar{X} / 1000$, мм
1	Боржава – с. Довге	408	620	-380	37,3	27,4	48,5	71	1,86	1060	1,06
2	Боржава – с. Шаланки	1100	470	-530	32,5	18,7	48,4	54	1,74	1040	1,04
3	Брустуранка – с. Лопухів	257	1100	100	31,7	34,3	48,4	77	1,89	1200	1,2
4	Веча – с. Неліпіне	241	760	-240	34,6	28,4	48,6	72	1,86	1040	1,04
5	стр. Гл. Яр – сmt Міжгір'я	0,28	550	-450	20,6	8,89	48,5	-	-	1150	1,15
6	стр. Йойківець – сmt Міжгір'я	0,39	630	-370	26,4	16,8	48,5	92,3	1,97	1170	1,17
7	Косовська – с. Косовська Поляна	122	1060	60	36,6	38,1	48,8	83	1,92	1030	1,03
8	Латориця – м. Мукачеве	1360	570	-430	30,6	19,4	48,6	63	1,81	1090	1,09
9	Латориця – с. Підполоззя	324	720	-280	37,6	30,3	48,8	50	1,71	1010	1,01
10	Латориця – м. Свалява	680	700	-300	29,6	21,8	48,8	61	1,79	1060	1,06
11	Латориця – м. Чоп	2870	310	-690	30,5	12,6	48,6	41	1,62	1070	1,07

Продовження таблиці Б.29

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	$\bar{H}$, м	$(\bar{H} - 1000)$, м	$\bar{q}_{H=1000}$, дм ³ /(с·км ²)	$\bar{q}$, дм ³ /(с·км ²)	φ° пн. ш	f_L , %	$\lg(f_n+1)$	$\bar{X}$, мм	$\bar{X} / 1000$, мм
12	Лопушна – с. Лопушне	37,3	897	-103	28,9	26,3	48,6	78,4	1,90	1200	1,2
13	Лужанка – с. Нересниця	149	770	-230	38,0	30,1	48,3	65	1,82	1250	1,25
14	Люта – с. Чорноголова	169	700	-300	32,7	24,9	48,9	80	1,91	950	0,95
15	Мокранка – с. Руська Мокра	214	1100	100	36,2	38,8	48,4	80	1,91	1220	1,22
16	Пилипець – с. Пилипець	44,2	820	-180	38,4	33,7	48,8	29	1,48	1035	1,04
17	Репінка – с. Репіне	203	780	-220	35,2	29,5	48,6	22	1,36	1040	1,04
18	Ріка – смт Міжгір'я	550	800	-200	30,5	25,3	48,6	41	1,62	1050	1,05
19	Ріка – м. Хуст	1130	680	-320	43,0	34,7	48,4	52	1,72	1160	1,16
20	Стара – с. Зняцеве	224	300	-700	28,3	10,1	48,5	42	1,63	860	0,86
21	Теребля – с. Колочава	369	1000	0	39,8	39,8	48,5	67	1,83	1250	1,25
22	Тересва – смт Дубове	757	1000	0	33,2	33,2	48,4	76	1,89	1205	1,21
23	Тересва – с. Нересниця	1100	930	-70	33,1	31,3	48,4	72	1,86	1200	1,2

Кінець таблиці Б.29

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	$\bar{H}$, м	$(\bar{H} - 1000)$, м	$\bar{q}_{H=1000}$, дм ³ /(с·км ²)	$\bar{q}$, дм ³ /(с·км ²)	φ° пн. ш	f_L , %	$\lg(f_n+1)$	$\bar{X}$, мм	$\bar{X} / 1000$, мм
24	Тересва – смт Усть-Чорна	572	1100	100	30,1	32,7	48,4	77	1,89	1190	1,19
25	Тиса – смт Вилок	9140	-	-	-	23,5	48,3	55	1,75	1280	1,28
26	Біла Тиса – м. Луги	189	1200	200	22,4	27,6	48,1	77	1,89	810	0,81
27	Тиса – м. Рахів	1070	1100	100	21,5	24,1	48,2	68	1,84	930	0,93
28	Тиса – м. Тячів	6470	-	-	-	21,3	48,2	-	-	1205	1,21
29	Тиса – м. Хуст	7690	870	-130	25,0	21,6	48,2	56	1,76	1240	1,24
30	Ч. Тиса – смт Ясиня	194	1000	0	25,4	25,4	48,3	75	1,88	870	0,87
31	Тур'я – с. Симер	464	540	-460	31,3	19,3	48,8	61	1,79	950	0,95
32	Уж – с. Жорнава	286	670	-330	32,1	23,5	49,0	45	1,66	1040	1,04
33	Уж – с. Зарічеве	1280	560	-440	27,4	15,9	48,8	54	1,74	970	0,97
34	Уж – м. Ужгород	1970	530	-470	27,1	14,9	48,8	57	1,76	890	0,89

ДОДАТОК В

Вихідні дані по максимальному стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг та їх статистичний аналіз

Таблиця В.1 – Список гідрологічних постів в басейні р. Південний Буг

№ з/п	Код поста	Річка – пост	Площа водозбору, км ²	Період спостережень за стоком води (станом на 2010 р.)	Число років, <i>n</i>
1	81343	Південний Буг – с.Чорнява	36,5	1939-1941, 1945-1963	22
2	81346	Південний Буг – с.Пирогівці	827	1964-2010	47
3	81348	Південний Буг – с.Лелітка	4000	1926-1946, 1964-2010	68
4	81352	Південний Буг – с.Сабарів	9010	1930-1985	56
5	81353	Південний Буг – с.Селище	9100	2002-2010	9
6	-	Південний Буг – с.Самчинці	12800	1934-1941	8
7	81361	Південний Буг – с.Тростянчик	17400	1930-41, 1946-2010	77
8	81362	Південний Буг – с.Хощувате	20700	1923-1940	18
9	81363	Південний Буг – с.Підгір'я	24600	1926-1943, 1958-2010	71
10	81364	Південний Буг – Первомайська ГЕС	27300	1958-1970	13
11	81365	Південний Буг – м.Первомайськ	44000	1945-1960, (1985-2010)*	16/42
12	81801	Південний Буг – смт Олександрівка	46200	1914-2010	97
13	81376	Бужок – смт Меджибож	698	1952-1988	37
14	81381	Іква – смт Стара Синява	439	1946-2010	65
15	81386	Згар – смт Літин	692	1931-2010	80
16	81390	Десна – с.Сосонка	13000	1930-1941, 1945-1950	17
17	81393	Рів – с.Демидівка	1130	1916-1918, 1922-1941, 1945-2010	89
18	81396	Соб – с.Зозів	92,5	1945-2010	66
19	81401	Соб – Дмитренківська ГЕС	2840	1958-1970	13
20	-	Удич – с.Ягубець	109	1946-1953	8

Продовження таблиці В.1

№ з/п	Код поста	Річка – пост	Площа водозбору, км ²	Період спостережень за стоком води (станом на 2010 р.)	Число років, <i>n</i>
21	81405	Дохна – Велика Кириївська ГЕС (с.Велика Кириївка)	1200	1955-1967	13
22	81408	Савранка – с.Осички	1740	1936-1941, 1945-2010	
23	81409	Синиця – смт Любашівка	86,0	1931-1941, 1943, 1954-1967	26
24	81410	Синиця – с.Кам'яний Брід	753	1931-1941, 1943, 1945-1974	42
25	81411	Кодима – с.Обжила	145	1946-1988	43
26	81414	Кодима – с.Катеринка	2390	1931-1941, 1945-2010	77
27	81416	Синюха – Краснохутірська ГЕС	16500	1959-1970	12
28	81417	Синюха – с.Синюхин Брід	16700	1925-1931, 1933-2010	85
29	-	Гірський Тікич – ГЕС Юрпольська	2620	1959-1965	7
30	81420	Гірський Тікич – с.Тальне	3400	1916-1918, 1925, 1927-1941, 1943-1947	24
31	81421	Маньківка – с.Кінашівка	76,7	1946-1957	11
32	81421	Гнилий Тікич – смт Лисянка	1450	1945-2010	66
33	81427	Гнилий Тікич – Лоташівська ГЕС	3140	1955-1970	16
34	81430	Велика Вись – с.Ямпіль	2820	1925-1941, 1943, 1945-2010	84
35	81433	Ятрань – с.Покотилове	2140	1955-2010	56
36	81434	Уманка – м.Умань	275	1938-1941, 1943-1950	12
37	81435	Циганка – с.Краснопілля	248	1946-1975	30
38	81436	Сухий Ташлик – с.Липняжка	556	1965-1972	8
39	81437	Чорний Ташлик – с.Піщаний Брід	1830	1964-1988	25

Кінець таблиці В.1

№ з/п	Код поста	Річка – пост	Площа водозбору, км ²	Період спостережень за стоком води (станом на 2010 р.)	Число років, <i>n</i>
40	81438	Чорний Ташлик – с.Тарасівка	2230	1933-1943, 1945-2010	77
41	81439	Мертвовід – с.Крива Пустош	252	1949-2010	62
42	81442	Чичиклія – с.Василівка	436	1951-1958, 1961-1988	36
43	81443	Чичиклія – с.Веселинове	1490	1934-1937, 1939-1941, 1951-1953, 1957	9
44	81444	Гнилий Єланець – с.Женево-Криворіжжя	1190	1936-1941, 1945-1971, 1973, 1980-1982, 1985-1988	41
45	81446	Інгул – м.Кіровоград	840	1945-2010	66
46	81447	Інгул – с.Інгуло-Кам'янка	3080	1931-1941, 1944-1964	32
47	81448	Інгул – с.Василівка	3300	1966-1975	10
48	81449	Інгул – с.Седнівка	4770	1954-2010	57
49	81450	Інгул – с.Новогорожене	6670	1930-1941, 1945-2010	78
50	81454	Громоклія – с.Михайлівка	1410	1946-1988	43
51	81475	Великий Куяльник – с. Северинівка	1840	1986–1993, 2001–2003, 2005, 2006, 2010	14
52	81336	Тилігул – с.Новоукраїнка	810	1955-1988	33
53	81338	Тилігул – м. Березівка	3170	1953–1971, 1973, 1978–1986, 1988, 1989, 1991–1994, 1996-2007, 2009, 2010	47

Таблиця В.2 – Список метеорологічних станцій

№ з/п	Індекс	Пункт	Область
1	33429	Хмельницький	Хмельницька
2	33439	Хмельник	Вінницька
3	33446	Білопілля	Вінницька
4	33562	Вінниця	Вінницька
5	33564	Жмеринка	Вінницька
6	33577	Гайсин	Вінницька
7	33581	Жашків	Черкаська
8	33586	Звенигородка (Озерна)	Черкаська
9	33587	Умань	Черкаська
10	33593	Сміла	Черкаська
11	33598	Новомиргород	Кіровоградська
12	33686	Гайворон	Кіровоградська
13	33699	Первомайськ	Миколаївська
14	33705	Помічна	Кіровоградська
15	33761	Любашівка	Одеська
16	33777	Вознесенськ	Миколаївська
17	53201	Крижопіль	Вінницька
18	53202	Липовець	Вінницька
19	33711	Кіровоград	Кіровоградська
20	33717	Бобринець	Кіровоградська
21	33719	Долинська	Кіровоградська
22	33788	Баштанка	Миколаївська
23	33759	Затишся	Одеська
24	33833	Сербка	Одеська
25	33834	Роздільна	Одеська

Таблиця В.3 – Оцінка однорідності часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

№ з/п	Річка-пост	n, ро- ків	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фі- шера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	Південний Буг – с. Чорнява	22	1%	2,30	6,06	однорідні	0,50	2,85	однорідні
			5%		3,79	однорідні		2,09	однорідні
2	Південний Буг – с. Пирогівці	47	1%	11,6	3,21	не однорідні	3,17	2,70	не однорідні
			5%		2,39	не однорідні		2,02	не однорідні
3	Південний Буг- с. Лелітка	68	1%	12,9	2,58	не однорідні	3,60	2,66	не однорідні
			5%		2,04	не однорідні		1,99	не однорідні
4	Південний Буг- с. Сабарів	56	1%	3,33	2,87	не однорідні	1,32	2,67	однорідні
			5%		2,21	не однорідні		2,01	однорідні
5	Південний Буг- с. Тростянчик	77	1%	3,18	2,54	не однорідні	3,76	2,65	не однорідні
			5%		2,02	не однорідні		1,99	не однорідні
6	Південний Буг – с. Підгір'я	71	1%	5,93	2,58	не однорідні	4,14	2,66	не однорідні
			5%		2,04	не однорідні		1,99	не однорідні
7	Південний Буг – смт Олександрівка	97	1%	4,25	2,15	не однорідні	2,92	2,63	не однорідні
			5%		1,79	не однорідні		1,99	не однорідні
8	Бужок - смт Меджибож	37	1%	1,99	4,16	однорідні	0,70	2,75	однорідні
			5%		2,86	однорідні		2,05	однорідні
9	Іква-смт Стара Синява	65	1%	4,37	2,71	не однорідні	3,83	2,67	не однорідні
			5%		2,12	не однорідні		2,01	не однорідні
10	Згар-смт Літин	80	1%	6,60	2,48	не однорідні	3,70	2,65	не однорідні
			5%		1,98	не однорідні		1,99	не однорідні
11	Рів - с. Демидівка	89	1%	1,54	2,31	однорідні	4,13	2,64	не однорідні
			5%		1,89	однорідні		1,99	не однорідні

Продовження таблиці В.3

№ з/п	Річка-пост	n, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	$F_{кр}$		t	$t_{кр}$	
12	Соб - с. Зозів	66	1%	16,6	2,64	не однорідні	4,16	2,66	не однорідні
			5%		2,08	не однорідні		2,00	не однорідні
13	Савранка - с. Осички	72	1%	6,82	2,44	не однорідні	2,48	2,65	однорідні
			5%		1,96	не однорідні		1,99	не однорідні
14	Синиця-сmt Любашівка	26	1%	1,21	5,83	однорідні	1,92	2,84	однорідні
			5%		3,68	однорідні		2,08	однорідні
15	Синиця-с.Кам'яний Брід	42	1%	6,60	3,92	не однорідні	2,81	2,74	не однорідні
			5%		2,74	не однорідні		2,04	не однорідні
16	Кодима - с. Обжила	43	1%	1,36	3,68	однорідні	0,58	2,72	однорідні
			5%		2,62	однорідні		2,03	однорідні
17	Кодима-с.Катеринка	77	1%	26,2	2,51	не однорідні	2,36	2,65	однорідні
			5%		2,00	не однорідні		1,99	не однорідні
18	Синюха-с.Синюхин Брід	85	1%	3,09	2,38	не однорідні	3,17	2,64	не однорідні
			5%		3,09	не однорідні		1,99	не однорідні
19	Гнилий Тікич-с.Лисянка	66	1%	2,36	2,71	однорідні	2,22	2,66	однорідні
			5%		2,12	не однорідні		2,00	не однорідні
20	Велика Вись-с.Ямпіль	84	1%	7,43	2,38	не однорідні	3,61	2,64	не однорідні
			5%		1,92	не однорідні		1,99	не однорідні
21	Ятрань-с.Покотилове	56	1%	5,86	2,87	не однорідні	2,79	2,67	не однорідні
			5%		2,21	не однорідні		2,01	не однорідні
22	Циганка -с.Краснопілля	30	1%	2,63	5,35	однорідні	0,44	2,81	однорідні
			5%		3,44	однорідні		2,07	однорідні

Кінець таблиці В.3

№ з/п	Річка-пост	n, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	$F_{кр}$		t	$t_{кр}$	
23	Чорний Ташлик - с.Тарасівка	77	1%	5,08	2,51	не однорідні	3,88	2,65	не однорідні
			5%		2,00	не однорідні		1,99	не однорідні
24	Мертвовід - с. Крива Пустош	62	1%	3,11	2,77	не однорідні	2,30	2,67	однорідні
			5%		2,11	не однорідні		2,00	не однорідні
25	Чичиклія - с. Василівка	36	1%	6,56	4,64	не однорідні	2,36	2,77	однорідні
			5%		3,09	не однорідні		2,05	не однорідні
26	Гнилий Єланець - с.Женево-Криворіжжя	41	1%	1,32	3,92	однорідні	0,31	2,74	однорідні
			5%		2,74	однорідні		2,04	однорідні
27	Інгул - м. Кіровоград	66	1%	2,78	2,71	не однорідні	3,27	2,66	не однорідні
			5%		2,11	не однорідні		2,00	не однорідні
28	Інгул - с. Інгуло-Кам'янка	32	1%	4,01	5,11	однорідні	2,56	2,80	однорідні
			5%		3,33	не однорідні		2,07	не однорідні
29	Інгул - с. Седнівка	57	1%	6,17	2,81	не однорідні	3,06	2,67	не однорідні
			5%		2,17	не однорідні		2,01	не однорідні
30	Інгул - с. Новогорожене	78	1%	5,93	2,51	не однорідні	4,46	2,65	не однорідні
			5%		2,00	не однорідні		1,99	не однорідні
31	Громоклія - с.Михайлівка	43	1%	1,81	3,68	однорідні	0,64	2,72	однорідні
			5%		2,62	однорідні		2,03	однорідні
32	Тилігул – с.Новоукраїнка	33	1%	3,47	4,87	однорідні	1,01	2,79	однорідні
			5%		3,21	не однорідні		2,06	однорідні
33	Тилігул – м. Березівка	47	1%	1,89	3,92	однорідні	1,38	2,74	однорідні
			5%		2,74	однорідні		2,04	однорідні

Таблиця В.4 – Оцінка однорідності часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

	Річка-пост	n, ро- ків	Рівень зна- чущості, %	Критерій Фі- шера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	F _{кр}		t	t _{кр}	
1	Південний Буг – с. Чорнява	22	1%	6,95	6,30	не однорідні	2,50	2,87	однорідні
			5%		3,91	не однорідні		2,10	не однорідні
2	Південний Буг – с. Пирогівці	47	1%	2,23	3,21	однорідні	1,27	2,70	однорідні
			5%		2,39	однорідні		2,02	однорідні
3	Південний Буг- с. Лелітка	68	1%	2,28	2,68	однорідні	2,86	2,66	не однорідні
			5%		2,10	не однорідні		2,00	не однорідні
4	Південний Буг- с. Сабарів	56	1%	1,26	2,84	однорідні	0,94	2,67	однорідні
			5%		2,19	однорідні		2,01	однорідні
5	Південний Буг- с. Тросянчик	76	1%	2,75	2,48	не однорідні	4,30	2,65	не однорідні
			5%		1,98	не однорідні		2,00	не однорідні
6	Південний Буг – с. Підгір'я	71	1%	4,37	2,61	не однорідні	4,03	2,66	не однорідні
			5%		2,06	не однорідні		2,00	не однорідні
7	Південний Буг – с.мт Олександрівка	97	1%	1,91	2,18	однорідні	2,95	2,63	не однорідні
			5%		1,81	не однорідні		1,99	не однорідні
8	Бужок - с.мт Меджибож	37	1%	1,39	4,40	однорідні	0,95	2,76	однорідні
			5%		2,97	однорідні		2,05	однорідні
9	Іква-с.мт Стара Синява	63	1%	2,02	2,74	однорідні	3,34	2,67	не однорідні
			5%		2,14	однорідні		2,00	не однорідні
10	Згар-с.мт Літин	78	1%	2,22	2,35	однорідні	2,80	2,64	не однорідні
			5%		1,91	не однорідні		1,99	не однорідні
11	Рів - с. Демидівка	87	1%	1,45	2,35	однорідні	2,32	2,64	однорідні
			5%		1,91	однорідні		1,99	не однорідні

Продовження таблиці В.4

№ з/п	Річка-пост	n, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	$F_{кр}$		t	$t_{кр}$	
12	Соб - с. Зозів	66	1%	3,12	2,64	не однорідні	4,84	2,66	не однорідні
			5%		2,08	не однорідні		2,00	не однорідні
13	Савранка - с. Осички	72	1%	3,80	2,61	не однорідні	3,68	2,66	не однорідні
			5%		2,06	не однорідні		2,00	не однорідні
14	Синиця-сmt Любашівка	26	1%	1,22	5,83	однорідні	0,93	2,84	однорідні
			5%		3,68	однорідні		2,08	однорідні
15	Синиця-с.Кам'яний Брід	42	1%	2,81	3,92	однорідні	2,86	2,74	не однорідні
			5%		2,74	не однорідні		2,04	не однорідні
16	Кодима - с. Обжила	43	1%	2,40	3,68	однорідні	0,56	2,72	однорідні
			5%		2,62	однорідні		2,03	однорідні
17	Кодима-с.Катеринка	76	1%	6,56	2,54	не однорідні	1,81	2,65	однорідні
			5%		2,02	не однорідні		2,00	однорідні
18	Синюха-с.Синюхин Брід	85	1%	1,54	2,35	однорідні	3,56	2,64	не однорідні
			5%		1,91	однорідні		1,99	не однорідні
19	Гнилий Тікич-с.Лисянка	66	1%	2,25	2,68	однорідні	1,56	2,66	однорідні
			5%		2,10	не однорідні		2,00	однорідні
20	Велика Вись-с.Ямпіль	84	1%	2,74	2,45	не однорідні	3,41	2,65	не однорідні
			5%		1,96	не однорідні		2,00	не однорідні
21	Ятрань-с.Покотилове	56	1%	2,27	2,84	однорідні	2,26	2,67	однорідні
			5%		2,19	не однорідні		2,01	не однорідні
22	Циганка -с.Краснопілля	30	1%	1,31	5,35	однорідні	0,87	2,81	однорідні
			5%		3,44	однорідні		2,07	однорідні

Кінець таблиці В.4

№ з/п	Річка-пост	n, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				F	$F_{кр}$		t	$t_{кр}$	
23	Чорний Ташлик - с.Тарасівка	77	1%	2,08	2,45	однорідні	2,72	2,65	не однорідні
			5%		1,96	не однорідні		2,00	не однорідні
24	Мертвовід - с. Крива Пустош	62	1%	4,27	2,64	не однорідні	2,35	2,66	однорідні
			5%		2,08	не однорідні		2,00	не однорідні
25	Чичиклія - с. Василівка	36	1%	2,67	4,87	однорідні	0,47	2,79	однорідні
			5%		3,21	однорідні		2,06	однорідні
26	Гнилий Єланець - с.Женево-Криворіжжя	41	1%	1,93	4,16	однорідні	0,22	2,75	однорідні
			5%		2,86	однорідні		2,04	однорідні
27	Інгул - м. Кіровоград	66	1%	8,38	2,77	не однорідні	3,81	2,67	не однорідні
			5%		2,16	не однорідні		2,01	не однорідні
28	Інгул - с. Інгуло-Кам'янка	32	1%	2,51	5,11	однорідні	1,58	2,80	однорідні
			5%		3,33	однорідні		2,07	однорідні
29	Інгул - с. Седнівка	57	1%	5,15	2,74	не однорідні	2,27	2,67	однорідні
			5%		2,14	не однорідні		2,00	не однорідні
30	Інгул - с. Новогорожене	78	1%	2,82	2,45	не однорідні	3,21	2,65	не однорідні
			5%		1,96	не однорідні		2,00	не однорідні
31	Громоклія - с.Михайлівка	43	1%	1,33	3,68	однорідні	0,22	2,72	однорідні
			5%		2,62	однорідні		2,03	однорідні
32	Тилігул – с.Новоукраїнка	33	1%	4,76	4,87	однорідні	1,40	2,79	однорідні
			5%		3,21	не однорідні		2,06	однорідні
33	Тилігул – м. Березівка	47	1%	4,60	3,21	не однорідні	1,95	2,70	однорідні
			5%		2,39	не однорідні		2,02	однорідні

Таблиця В.5 – Статистичні характеристики максимальних витрат води весняного водопілля в басейнах р.Південний Буг та малих річок між Дністром і Південним Бугом

№ з/п	Річка - пост	$F, \text{км}^2$	$n, \text{ро-ків}$	$\bar{Q}_m, \text{м}^3/\text{с}$	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C_v	C_s	C_s / C_v	C_v	C_s	C_s / C_v
1	Південний Буг - с. Чорнява	36,5	22	2,70	-0,11	1,06	2,34	2,20	1,11	3,92	3,50
2	Південний Буг - с. Пирогівці	827	47	16,9	0,30	0,88	3,01	3,40	0,92	4,34	4,70
3	Південний Буг-с. Лелітка	4000	68	115	0,12	1,18	3,23	2,70	1,24	4,35	3,50
4	Південний Буг - с. Сабарів	9010	56	314	-0,03	0,92	1,99	2,20	0,93	2,40	2,60
5	Південний Буг-с.Селище	9100	9	116	-0,19	0,66	1,36	2,10	0,69	2,46	3,60
6	Південний Буг-с. Тростянчик	17400	77	391	0,28	0,96	1,96	2,00	0,97	2,26	2,30
7	Південний Буг - с. Підгір'я	24600	71	433	0,19	1,02	2,45	2,40	1,03	3,00	2,90
8	Південний Буг- Первомайська ГЕС	27300	13	478*	0,53	0,89	0,63	0,70	0,92	0,74	0,80
9	Південний Буг-м. Первомайськ	44000	42	569	0,13	1,04	1,72	1,70	1,06	2,12	2,00
10	Південний Буг-сmt Олександрівка	46200	97	768	0,12	1,12	2,85	2,50	1,16	3,44	3,00
11	Бужок - сmt Меджибож	698	37	22,6	-0,03	1,00	2,35	2,40	1,02	3,30	3,20
12	Іква-сmt Стара Синява	439	65	16,5	0,10	1,07	2,36	2,20	1,09	2,90	2,70
13	Згар-сmt Літин	692	80	24,2	0,09	1,02	2,01	2,00	1,04	2,32	2,20
14	Рів - с. Демидівка	1130	89	42,1	0,24	0,82	1,11	1,40	0,82	1,16	1,40
15	Соб - с. Зозів	92,5	66	6,26	0,28	1,42	3,33	2,30	1,45	4,54	3,10
16	Соб – Дмитренківська ГЕС	2840	13	106*	0,09	0,80	0,23	0,30	0,83	0,34	0,40
17	Савранка - с. Осички	1740	72	22,0	0,18	1,56	4,75	3,00	1,70	7,30	4,30
18	Синиця-сmt Любашівка	86,0	26	8,11	0,15	0,88	0,64	0,70	0,90	0,71	0,80
19	Синиця-с.Кам'яний Брід	753	42	27,0	0,12	1,02	1,99	1,90	1,04	2,55	2,40
20	Кодима - с. Обжила	145	43	2,03	-0,02	1,37	2,96	2,20	1,42	4,35	3,10
21	Кодима-с.Катеринка	2390	77	33,0	0,25	2,24	4,83	2,20	2,35	7,35	3,10

Кінець таблиці В.5

№ з/п	Річка - пост	$F, \text{ км}^2$	n , ро- ків	$\bar{Q}_m$, $\text{м}^3/\text{с}$	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C_v	C_s	C_s / C_v	C_v	C_s	C_s / C_v
22	Синюха-с.Синюхин Брід	16700	86	374	0,19	1,32	2,34	1,80	1,34	2,75	2,00
23	Гнилий Тікич-сmt Лисянка	1450	66	50,3	0,003	1,34	3,04	2,30	1,38	4,03	2,90
24	Гнилий Тікич-Лоташівська ГЕС	3140	16	107*	-0,41	0,85	1,21	1,40	0,90	1,89	2,10
25	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	84	67,0	0,31	1,57	3,04	1,90	1,61	3,83	2,40
26	Ятрань-с.Покотилове	2140	56	63,8	-0,02	1,63	2,49	1,50	1,69	3,22	1,90
27	Циганка - с. Краснопілля	248	30	14,3	-0,21	1,50	2,81	1,90	1,58	4,56	2,90
28	Чорний Ташлик -с.Тарасівка	2230	77	101	0,32	1,35	1,97	1,50	1,38	2,27	1,60
29	Мертвовід - с. Крива Пустош	252	62	11,9	0,19	1,73	2,54	1,50	1,80	3,22	1,80
30	Чичиклія - с. Василівка	436	36	8,72	0,30	1,15	1,64	1,40	1,18	2,04	1,70
31	Гнилий Єланець - с. Женево-Криворіжжя	1190	41	60,4	0,07	1,42	1,98	1,40	1,49	2,55	1,70
32	Інгул - м. Кіровоград	840	66	33,9	0,22	1,49	2,20	1,50	1,53	2,65	1,70
33	Інгул - с. Інгуло-Кам'янка	3080	32	191	0,11	0,89	1,11	1,20	0,91	1,29	1,40
34	Інгул - с. Седнівка	4770	57	113	0,19	1,45	2,23	1,50	1,50	2,77	1,80
35	Інгул - с. Новогорожене	6670	78	177	0,31	1,29	1,53	1,20	1,31	1,68	1,30
36	Громоклія - с. Михайлівка	1410	43	23,8	0,11	1,15	1,46	1,30	1,18	1,71	1,40
37	Великий Куяльник – с.Северинівка	1840	14	3,99	-0,09	2,75	3,67	1,30	3,48	10,4	3,00
38	Тилігул - с. Новоукраїнка	810	33	9,84	-0,02	1,18	2,27	1,90	1,22	3,24	2,70
39	Тилігул - м. Березівка	3170	47	14,7	0,02	1,34	1,91	1,40	1,39	2,44	1,80

Примітка

* – найбільша середньодобова витрата води

Таблиця В.6 – Статистичні характеристики шарів стоку весняного водопілля в басейні р.Південний Буг

№ з/п	Річка - пост	$F, \text{км}^2$	n , ро- ків	$\bar{Y}_m$, мм	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C_v	C_s	C_s / C_v	C_v	C_s	C_s / C_v
1	Південний Буг - с. Чорнява	36,5	22	55	0,40	0,66	1,47	2,23	0,67	2,01	3,00
2	Південний Буг - с. Пирогівці	827	47	33	0,16	0,54	0,87	1,61	0,54	0,92	1,70
3	Південний Буг-с. Лелітка	4000	68	39	0,33	0,75	1,51	2,01	0,75	1,65	2,20
4	Південний Буг-с. Сабарів	9010	56	43	0,26	0,60	0,69	1,15	0,60	0,72	1,20
5	Південний Буг-с.Селище	9100	9	30	-0,15	0,47	0,53	1,13	0,48	0,72	1,50
6	Південний Буг-с. Тростянчик	17400	77	31	0,38	0,72	1,41	1,96	0,72	1,51	2,10
7	Південний Буг - с. Підгір'я	24600	71	27	0,38	0,67	1,33	1,99	0,67	1,41	2,10
8	Південний Буг- Первомайська ГЕС	27300	13	29	-0,04	0,49	-0,08	-0,16	0,50	0,15	0,30
9	Південний Буг-м. Первомайськ	44000	16	32	-0,26	0,60	0,88	1,47	0,61	1,10	1,80
10	Південний Буг-с.мтОлександрівка	46200	97	27	0,21	0,66	1,18	1,79	0,66	1,25	1,90
11	Бужок - с.мт Меджибож	698	37	30	0,22	0,75	1,32	1,76	0,76	1,52	2,00
12	Іква-с.мт Стара Синява	439	65	37	0,21	0,83	1,39	1,67	0,84	1,51	1,80
13	Згар-с.мт Літин	692	80	39	0,26	0,69	0,89	1,29	0,69	0,90	1,30
14	Рів - с. Демидівка	1130	89	34	0,18	0,76	1,2	1,58	0,76	1,29	1,70
15	Соб - с. Зозів	92,5	66	34	0,46	0,79	0,97	1,23	0,79	1,03	1,30
16	Соб – Дмитренківська ГЕС	2840	13	33	-0,10	0,51	-0,49	-0,96	0,51	0,10	0,20
17	Савранка - с. Осички	1740	72	17	0,35	0,88	2,03	2,31	0,89	2,40	2,70
18	Синиця-с.мт Любашівка	86,0	26	37	-0,04	0,83	1,27	1,53	0,85	1,62	1,90
19	Синиця-с.Кам'яний Бід	753	42	29	0,23	0,81	1,31	1,62	0,82	1,48	1,80
20	Кодима - с. Обжила	145	43	12	-0,04	0,79	2,90	3,67	0,85	4,25	5,00
21	Кодима-с.Катеринка	2390	77	14	0,22	1,23	3,85	3,13	1,28	5,33	4,16
22	Синюха-с.Синюхин Бід	16700	86	25	0,14	0,86	1,33	1,55	0,86	1,38	1,60

Кінець таблиці В.6

№ з/п	Річка - пост	$F, \text{ км}^2$	n , ро- ків	$\bar{Y}_m$, мм	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C_v	C_s	C_s / C_v	C_v	C_s	C_s / C_v
23	Гнилий Тікич-сmt Лисянка	1450	66	22	0,06	0,99	2,20	2,22	1,00	2,60	2,60
24	Гнилий Тікич-Лоташівська ГЕС	3140	16	34	-0,51	0,58	0,81	1,40	0,59	1,00	1,70
25	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	84	21	0,10	0,92	1,83	1,99	0,93	2,05	2,20
26	Ятрань-с.Покотилове	2140	56	20	-0,08	1,08	2,34	2,17	1,10	2,97	2,70
27	Циганка - с. Краснопілля	248	30	21	-0,18	0,75	1,28	1,71	0,76	1,60	2,10
28	Чорний Ташлик -с.Тарасівка	2230	77	25	0,19	1,03	1,63	1,58	1,04	1,87	1,80
29	Мертвовід - с. Крива Пустош	252	62	20	0,04	1,00	1,87	1,87	1,03	2,16	2,10
30	Чичиклія - с. Василівка	436	36	12	0,18	1,24	2,58	2,08	1,29	3,87	3,00
31	Гнилий Єланець - с. Женево-Криворіжжя	1190	41	18	0,05	1,13	1,45	1,28	1,16	1,74	1,50
32	Інгул - м. Кіровоград	840	66	20	0,20	1,29	2,67	2,07	1,32	4,46	3,38
33	Інгул - с. Інгуло-Кам'янка	3080	32	35	-0,20	0,85	1,26	1,48	0,86	1,55	1,80
34	Інгул - с. Седнівка	4770	57	17	0,022	0,99	1,6	1,62	1,00	1,80	1,80
35	Інгул - с. Новогорожене	6670	78	20	0,24	1,09	1,65	1,51	1,10	1,87	1,70
36	Громокля - с. Михайлівка	1410	43	11	0,11	1,11	2,34	2,11	1,13	3,16	2,80
37	Великий Куяльник – с.Северинівка	1840	14	3,2	-0,13	2,03	3,08	1,52	2,44	8,54	3,50
38	Тилігул - с. Новоукраїнка	810	33	11	0,07	0,96	2,22	2,31	0,99	3,17	3,20
39	Тилігул - м. Березівка	3170	47	6,1	-0,01	1,38	2,76	2,00	1,40	3,78	2,70

ДОДАТОК Г

Розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Таблиця Г.1 – Вихідні та розрахункові дані для встановлення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	$\bar{Y}_m$, мм	$\bar{T}_n$, д	(m+1) m	lg(F+1)
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	51,9	41	52	2,57	3,34
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	99,2	35	68	2,73	3,79
3	Виживка – с. Руда	141	6,3	46	39	3,27	2,15
4	Виживка – смт. ад.Виживка	722	36,6	47	45	4,19	2,86
5	Тур'я – с. Ягідне	502	15,6	33	43	3,50	2,70
6	Тур'я – м. Ковель	1480	40,3	34	49	3,39	3,17
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	74,3	44	52	2,88	3,42
8	адо ст – с. Малинівка	692	18,1	31	43	3,13	2,84
9	адо ст – с. Гулівка	1420	47,3	50	49	2,82	3,15
10	адо ст – смт. Любешів	2970	70,8	49	59	2,48	3,47
11	Стир – с. Щурівці	2020	48,5	39	45	2,39	3,31
12	Стир – м. Луцьк	7200	141	41	57	2,35	3,86
13	Стир – с. Млинок	10900	176	39	64	2,29	4,04
14	адо ставка – с. Трійця	316	14,3	47	41	3,41	2,50
15	Іква – с. Радянське	632	20,9	32	38	3,39	2,80
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	39,3	33	43	2,26	3,29
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	60,1	39	43	4,09	3,15
18	Горинь – с. Оженін	5860	174	39	47	3,09	3,77
19	Горинь – с. Деражне	9160	202	43	53	2,35	3,96
20	Вирка – с. Сварині	231	9,41	45	42	3,28	2,37
21	Случ – с. В. Клітна	232	15	50	41	4,58	2,37
22	Случ – с. Громада	2480	86,7	37	44	3,59	3,39

Кінець таблиці Г.1

№ по- ста	Річка – пост	F , км ²	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	$\bar{Y}_m$, мм	$\bar{T}_n$, діб	$\frac{m+1}{m}$	$\lg(F+1)$
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	237	38	50	3,61	3,87
24	Случ – м. Сарни	13300	669	52	51	4,26	4,12
25	Хомора – смт. Понінка	1410	65,4	45	44	3,92	3,15
26	Тня – с. Броніки	982	67,2	48	40	4,93	2,99
27	Смолка – с. Сусли	632	37,9	45	40	4,61	2,80
28	Льва – с. Осницьк	276	17,6	63	38	3,32	2,44
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	38	54	43	3,37	2,89
30	Уборть – с. Перга	2880	105	54	47	2,74	3,46
31	Уж – м. Коростень	1450	75,9	40	43	4,86	3,16
32	Уж – смт. Поліське	5690	306	48	46	4,45	3,76
33	Жерів – с. В'язівка	1360	52,6	48	41	2,85	3,13
34	Норин – с. Словенщина	804	39,9	53	38	3,07	2,91
35	Грезля – уроч. Блід	553	34,5	63	37	3,17	2,74
36	Ілля – с. Луб'янка	300	14,6	51	39	3,22	2,48
37	Тетерів – с. Троща	227	13,7	37	40	5,64	2,36
38	Тетерів – м. Житомир	5270	177	37	50	3,92	3,72
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	337	49	53	3,99	3,90
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	53,8	41	48	4,53	3,08
41	Гуйва – с. Городківка	312	15,4	34	43	5,39	2,5
42	Ірша – смт. Володарськ- Волинський	208	22	52	38	6,68	2,32
43	Ірша – с. Українка	2600	183	47	41	5,30	3,42

Таблиця Г.2 - Вихідні та розрахункові дані для визначення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання k_n ,

при $T_0 = 221$ год. та $\frac{n}{n+1} = 0,16$

№ по-ста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	$\lg(F + 1)$
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	0,113	143	0,54	0,19	3,34
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	0,063	100	0,50	0,16	3,79
3	Виживка – с. Руда	141	0,172	133	0,67	0,24	2,15
4	Виживка – смт. Ст.Виживка	722	0,211	144	0,59	0,31	2,86
5	Тур'я – с. Ягідне	502	0,122	113	0,61	0,23	2,70
6	Тур'я – м. Ковель	1480	0,131	112	0,56	0,27	3,17
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	0,095	134	0,53	0,17	3,42
8	Стохід – с. Малинівка	692	0,103	102	0,59	0,22	2,84
9	Стохід – с. Гулівка	1420	0,145	228	0,56	0,14	3,15
10	Стохід – смт. Любешів	2970	0,079	172	0,53	0,11	3,47
11	Стир – с. Щурівці	2020	0,087	100	0,54	0,20	3,31
12	Стир – м. Луцьк	7200	0,084	106	0,49	0,20	3,86
13	Стир – с. Млинок	10900	0,04	101	0,47	0,11	4,04
14	Радоставка – с. Трійця	316	0,176	127	0,63	0,28	2,50
15	Іква – с. Радянське	632	0,127	91,8	0,60	0,29	2,80
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	0,059	91,9	0,54	0,15	3,29
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	0,187	103	0,56	0,41	3,15
18	Горинь – с. Оженін	5860	0,117	99,3	0,50	0,30	3,77
19	Горинь – с. Деражне	9160	0,075	113	0,48	0,17	3,96

Кінець таблиці Г.2

№ по- ста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	$\lg(F + 1)$
20	Вирка – с. Сварині	231	0,145	156	0,65	0,18	2,37
21	Случ – с. В. Клітна	232	0,249	135	0,65	0,36	2,37
22	Случ – с. Громада	2480	0,127	134	0,53	0,22	3,39
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	0,147	154	0,49	0,25	3,87
24	Случ – м. Сарни	13300	0,231	155	0,47	0,40	4,12
25	Хомора – смт. Понінка	1410	0,157	138	0,56	0,26	3,15
26	Тня – с. Броніки	982	0,285	166	0,58	0,38	2,99
27	Смолка – с. Сусли	632	0,212	153	0,60	0,29	2,80
28	Льва – с. Осницьк	276	0,224	197	0,64	0,23	2,44
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	0,198	171	0,59	0,25	2,89
30	Уборть – с. Перга	2880	0,128	171	0,53	0,18	3,46
31	Уж – м. Коростень	1450	0,221	138	0,56	0,36	3,16
32	Уж – смт. Поліське	5690	0,193	148	0,50	0,33	3,76
33	Жерів – с. В'язівка	1360	0,132	151	0,56	0,20	3,13
34	Норин – с. Словенщина	804	0,12	158	0,58	0,16	2,91
35	Грезля – уроч. Брід	553	0,159	192	0,60	0,17	2,74
36	Ілля – с. Луб'янка	300	0,167	112	0,63	0,30	2,48
37	Тетерів – с. Троща	227	0,207	93,4	0,65	0,43	2,36
38	Тетерів – м. Житомир	5270	0,163	128	0,50	0,32	3,72
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	0,148	170	0,49	0,23	3,90
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	0,194	114	0,57	0,38	3,08
41	Гуйва – с. Городківка	312	0,295	94	0,63	0,63	2,50
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	0,495	192	0,65	0,50	2,32
43	Ірша – с. Українка	2600	0,274	167	0,53	0,39	3,42

Таблиця Г.3 - Вихідні та розрахункові дані для визначення тривалості схилового припливу T_0 в басейні р.Прип'ять, при $\frac{n+1}{n} = 6,25$ (друге наближення)

№ по-ста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	T_0 , год
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	0,113	143	0,54	0,19	277
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	0,063	100	0,50	0,16	263
3	Виживка – с. Руда	141	0,172	133	0,67	0,24	355
4	Виживка – смт. Ст.Виживка	722	0,211	144	0,59	0,31	202
5	Тур'я – с. Ягідне	502	0,122	113	0,61	0,23	302
6	Тур'я – м. Ковель	1480	0,131	112	0,56	0,27	208
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	0,095	134	0,53	0,17	294
8	Стохід – с. Малинівка	692	0,103	102	0,59	0,22	296
9	Стохід – с. Гулівка	1420	0,145	228	0,56	0,14	388
10	Стохід – смт. Любешів	2970	0,079	172	0,53	0,11	440
11	Стир – с. Щурівці	2020	0,087	100	0,54	0,20	257
12	Стир – м. Луцьк	7200	0,084	106	0,49	0,20	200
13	Стир – с. Млинок	10900	0,04	101	0,47	0,11	358
14	Радоставка – с. Трійця	316	0,176	127	0,63	0,28	267
15	Іква – с. Радянське	632	0,127	91,8	0,60	0,29	222
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	0,059	91,9	0,54	0,15	352
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	0,187	103	0,56	0,41	136
18	Горинь – с. Оженін	5860	0,117	99,3	0,50	0,30	142
19	Горинь – с. Деражне	9160	0,075	113	0,48	0,17	225

Кінець таблиці Г.3

№ по- ста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	T_0 , год
20	Вирка – с. Сварині	231	0,145	156	0,65	0,18	431
21	Случ – с. В. Клітна	232	0,249	135	0,65	0,36	217
22	Случ – с. Громада	2480	0,127	134	0,53	0,22	224
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	0,147	154	0,49	0,25	165
24	Случ – м. Сарни	13300	0,231	155	0,47	0,40	91
25	Хомора – смт. Понінка	1410	0,157	138	0,56	0,26	217
26	Тня – с. Броніки	982	0,285	166	0,58	0,38	159
27	Смолка – с. Сусли	632	0,212	153	0,60	0,29	221
28	Льва – с. Осницьк	276	0,224	197	0,64	0,23	337
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	0,198	171	0,59	0,25	250
30	Уборть – с. Перга	2880	0,128	171	0,53	0,18	272
31	Уж – м. Коростень	1450	0,221	138	0,56	0,36	153
32	Уж – смт. Поліське	5690	0,193	148	0,50	0,33	129
33	Жерів – с. В'язівка	1360	0,132	151	0,56	0,20	286
34	Норин – с. Словенщина	804	0,12	158	0,58	0,16	377
35	Грезля – уроч. Брід	553	0,159	192	0,60	0,17	384
36	Ілля – с. Луб'янка	300	0,167	112	0,63	0,30	251
37	Тетерів – с. Троща	227	0,207	93,4	0,65	0,43	182
38	Тетерів – м. Житомир	5270	0,163	128	0,50	0,32	136
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	0,148	170	0,49	0,23	178
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	0,194	114	0,57	0,38	151
41	Гуйва – с. Городківка	312	0,295	94	0,63	0,63	118
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	0,495	192	0,65	0,50	160
43	Ірша – с. Українка	2600	0,274	167	0,53	0,39	127

Таблиця Г.4 - Вихідні та розрахункові дані для визначення тривалості схилового припливу $(T_0)_{\varphi=51^\circ; f_{\delta}=0}$, приведеної до широти $\varphi=51^\circ$ п.ш. та заболоченості $f_{\delta}=0$ в басейні р. Прип'ять

№ поста	Річка – пост	F , км ²	T_0 , год	φ в частках ^о , п.ш.	$(T_0)_{\varphi=51^\circ}$, год.	f_{δ} , %	$\lg(f_{\delta} + 1)$	k_{δ}	$(T_0)_{f_{\delta}=0}$, год.
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	277	51,46	0,54	15	1,20	1,32	209
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	263	51,33	0,50	16	1,23	1,33	197
3	Вижівка – с. Руда	141	355	51,20	0,67	10	1,04	1,28	277
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	202	51,30	0,59	9	1,0	1,27	159
5	Тур'я – с. Ягідне	502	302	50,90	0,61	7	1,9	1,24	243
6	Тур'я – м. Ковель	1480	208	51,01	0,56	6	0,84	1,23	169
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	294	51,2	0,53	10	1,04	1,28	230
8	Стохід – с. Малинівка	692	296	50,95	0,59	9	1,0	1,27	233
9	Стохід – с. Гулівка	1420	388	51,02	0,56	9	1,0	1,27	305
10	Стохід – смт. Любешів	2970	440	51,28	0,53	8	0,95	1,26	350
11	Стир – с. Щурівці	2020	257	50,11	0,54	9	1,0	1,27	202
12	Стир – м. Луцьк	7200	200	50,33	0,49	6	0,85	1,23	163
13	Стир – с. Млинок	10900	358	50,76	0,47	5	0,77	1,21	296
14	Радоставка – с. Трійця	316	267	50,09	0,63	12	1,11	1,30	205
15	Іква – с. Радянське	632	222	50,02	0,60	<1	0,0	1,08	205
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	352	50,12	0,54	7	0,9	1,24	283
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	136	49,87	0,56	1	0,30	1,08	126
18	Горинь – с. Оженін	5860	142	50,07	0,50	2	0,48	1,13	126
19	Горинь – с. Деражне	9160	225	50,32	0,48	2	0,48	1,13	199
20	Вирка – с. Сварині	231	431	51,28	0,65	13	1,15	1,31	329

Кінець таблиці Г.4

№ поста	Річка – пост	F , км ²	T_0 , год	φ в част- ках °, п.ш.	$(T_0)_{\varphi=51^\circ}$, год.	$f_{\bar{\sigma}}$, %	$\lg(f_{\bar{\sigma}} + 1)$	$k_{\bar{\sigma}}$	$(T_0)_{f_{\bar{\sigma}}=0}$, год.
21	Случ – с. В. Клітна	232	217	49,70	0,65	0	0,0	1,00	217
22	Случ – с. Громада	2480	224	49,78	0,53	5	0.78	1,21	185
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	165	50,13	0,49	9	1.00	1,27	130
24	Случ – м. Сарни	13300	91	50,48	0,47	5	0.78	1,21	75
25	Хомора – смт. Понінка	1410	217	50,03	0,56	1	0.30	1,08	201
26	Тня – с. Броніки	982	159	50,43	0,58	1	0.30	1,08	147
27	Смолка – с. Сусли	632	221	50,37	0,60	2	0.48	1,13	196
28	Льва – с. Осницьк	276	337	51,17	0,64	3	0,60	1,16	290
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	250	50,85	0,59	5	0.77	1,21	207
30	Уборть – с. Перга	2880	272	50,06	0,53	4	0.7	1,19	229
31	Уж – м. Коростень	1450	153	50,79	0,56	2	0.48	1,13	136
32	Уж – смт. Поліське	5690	129	50,97	0,50	6	0.85	1,23	105
33	Жерів – с. В'язівка	1360	286	51,15	0,56	16	1.23	1,33	214
34	Норин – с. Словенщина	804	377	51,28	0,58	2	0.48	1,13	334
35	Грезля – уроч. Блід	553	384	51,31	0,60	4	0.7	1,19	323
36	Ілля – с. Луб'янка	300	251	51,37	0,63	<1	0,0	1,00	251
37	Тетерів – с. Троща	227	182	49,84	0,65	1	0.3	1,08	168
38	Тетерів – м. Житомир	5270	136	50,04	0,50	2	0.48	1,13	120
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	178	50,18	0,49	2	0.48	1,13	157
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	151	49,89	0,57	2	0.48	1,13	134
41	Гуйва – с. Городківка	312	118	49,81	0,63	<1	0,0	1,08	109
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	160	50,52	0,65	<1	0,0	1,08	148
43	Ірша – с. Українка	2600	127	50,65	0,53	2	0.48	1,13	113

Таблиця Г.5 - Перевірочні розрахунки максимальних модулів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять за формулою (4.25) при $\frac{n+1}{n} = 6,25$

№ по-ста	Річка – пост	F_2 , км ²	$(Y_1\%)_K$, мм	$(T_0)_{f_0=0}$, год	f_0 , %	k_0	T_0 , год	$q'_{1\%}$, м ³ /(скм ²)	k_m	k_n	$(q_{1\%})_{роз}$, м ³ /(скм ²)	$(q_{1\%})_{\phi}$, м ³ /(скм ²)	$ \Delta q_{1\%} $, %
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	150	230	15	1,32	305	0,862	0,54	0,23	0,108	0,113	4,78
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	150	200	16	1,33	266	0,985	0,50	0,19	0,093	0,063	47,50
3	Вижівка – с. Руда	141	150	250	10	1,28	320	0,820	0,67	0,39	0,215	0,172	24,87
4	Вижівка – смт.Ст.Вижівка	722	150	200	9	1,27	254	1,033	0,59	0,29	0,174	0,211	17,55
5	Тур'я – с. Ягідне	502	100	250	7	1,24	311	0,563	0,61	0,31	0,105	0,122	14,15
6	Тур'я – м. Ковель	1480	150	200	6	1,23	246	1,068	0,56	0,25	0,148	0,131	13,09
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	150	220	10	1,28	282	0,932	0,53	0,22	0,111	0,095	16,46
8	Стохід – с. Малинівка	692	100	250	9	1,27	318	0,551	0,59	0,29	0,094	0,103	8,79
9	Стохід – с. Гулівка	1420	200	310	9	1,27	394	0,889	0,56	0,25	0,125	0,145	13,85

Продовження таблиці Г.5

№ поста	Річка – пост	F_2 , км ²	$(Y_1\%)_K$, мм	$(T_0)_{f_0=0}$, год	f_0 , %	k_0	T_0 , год	q_1' , (м ³ /скм ²)	k_m	k_n	$(q_1\%)_{роз}$, (м ³ /скм ²)	$(q_1\%)_{\phi}$, (м ³ /скм ²)	$ \Delta q_1\% $, %
10	адо ст – сmt. Любешів	2970	175	340	8	1,26	427	0,717	0,53	0,22	0,083	0,079	4,46
11	Стир – с. Щурівці	2020	100	200	9	1,27	254	0,689	0,54	0,24	0,088	0,087	0,72
12	Стир – м. Луцьк	7200	100	200	6	1,23	246	0,712	0,49	0,19	0,064	0,084	23,51
13	Стир – с. Млинок	10900	125	290	5	1,21	351	0,623	0,47	0,17	0,050	0,04	25,72
14	адо ставка – с. Трійця	316	100	200	12	1,30	260	0,673	0,63	0,34	0,142	0,176	19,42
15	Іква – с. Радянське	632	100	200	<1	1,08	216	0,809	0,60	0,29	0,141	0,127	11,38
16	Іква – Мли- нівська ГЕС	1960	100	200	7	1,24	249	0,704	0,54	0,24	0,091	0,059	53,65
17	Горинь – сmt. Ямпіль	1400	110	200	1	1,08	216	0,890	0,56	0,25	0,125	0,187	33,10
18	Горинь – с. Оженін	5860	100	150	2	1,13	169	1,033	0,50	0,19	0,099	0,117	15,70
19	Горинь – с. Деражне	9160	140	200	2	1,13	226	1,084	0,48	0,18	0,092	0,075	22,66
20	Вирка – с. Сварині	231	150	320	13	1,31	419	0,626	0,65	0,35	0,143	0,145	1,39

Продовження таблиці Г.5

№ поста	Річка – пост	F_2 , км ²	$(Y_1\%)_K$, мм	$(T_0)_{f_0=0}$, год	f_0 , %	k_0	T_0 , год	q_1' , (м ³ /скм ²)	k_m	k_n	$(q_1\%)_{poz}$, (м ³ /скм ²)	$(q_1\%)_{\phi}$, (м ³ /скм ²)	$ \Delta q_1\% $, %
21	Случ – с. В. Клітна	232	150	200	0	1,00	200	1,313	0,65	0,35	0,300	0,249	20,41
22	Случ – с. Громада	2480	150	185	5	1,21	224	1,172	0,53	0,23	0,142	0,127	11,67
23	Случ – м.Новоград-Волинський	7460	150	150	9	1,27	191	1,378	0,49	0,18	0,124	0,147	15,89
24	Случ – м. Сарни	13300	120	150	5	1,21	182	1,156	0,47	0,17	0,089	0,231	61,56
25	Хомора – смт. Понінка	1410	150	180	1	1,08	195	1,349	0,56	0,25	0,190	0,157	20,74
26	Тня – с. Броніки	982	155	140	1	1,08	151	1,792	0,58	0,27	0,278	0,285	2,37
27	Смолка – с. Сусли	632	160	160	2	1,13	181	1,549	0,60	0,29	0,271	0,212	27,70
28	Льва – с. Осницьк	276	190	280	3	1,16	325	1,022	0,64	0,34	0,223	0,224	0,23
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	160	200	5	1,21	242	1,156	0,59	0,28	0,191	0,198	3,50
30	Уборть – с. Перга	2880	175	230	4	1,19	273	1,120	0,53	0,22	0,130	0,128	1,34

Продовження таблиці Г.5

№ поста	Річка – пост	F_2 , км ²	$(Y_1\%)_K$, мм	$(T_0)_{f_0=0}$, год	f_0 , %	k_0	T_0 , год	q_1' , (м ³ /скм ²)	k_m	k_n	$(q_1\%)_{роз}$, (м ³ /скм ²)	$(q_1\%)_{ф}$, (м ³ /скм ²)	$ \Delta q_1\% $, %
31	Уж – м. Коростень	1450	150	150	2	1,13	169	1,549	0,56	0,25	0,216	0,221	2,11
32	Уж – смт. Поліське	5690	150	140	6	1,23	172	1,525	0,50	0,19	0,147	0,193	24,07
33	Жерів – с. В'язівка	1360	150	220	16	1,33	293	0,896	0,56	0,25	0,127	0,132	3,46
34	Норин – с.Словенщина	804	150	310	2	1,13	350	0,750	0,58	0,28	0,122	0,12	1,93
35	Грезля – уроч. Брід	553	150	320	4	1,19	380	0,690	0,60	0,30	0,125	0,159	21,29
36	Ілля – с. Луб'янка	300	150	250	<1	1,00	250	1,050	0,63	0,34	0,224	0,167	-34,11
37	Тетерів – с. Троща	227	100	150	1	1,08	162	1,079	0,65	0,36	0,248	0,207	19,84
38	Тетерів – м. Житомир	5270	125	125	2	1,13	141	1,549	0,50	0,20	0,153	0,163	6,37
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	150	125	2	1,13	141	1,859	0,49	0,18	0,164	0,148	10,62
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	110	150	2	1,13	169	1,136	0,57	0,26	0,167	0,194	14,04
41	Гуйва – с. Городківка	312	100	125	<1	1,08	135	1,295	0,63	0,34	0,273	0,295	7,52

Кінець таблиці Г.5

№ поста	Річка – пост	F_2 , км ²	$(Y_1\%)_K$, мм	$(T_0)_{f_0=0}$, год	f_0 , %	k_0	T_0 , год	q_1' , (м ³ /скм ²)	k_m	k_n	$(q_1\%)_{poz}$, (м ³ /скм ²)	$(q_1\%)_f$, (м ³ /скм ²)	$ \Delta q_1\% $, %
42	Ірша – сmt. Воло- дарськ- Волинський	208	150	125	<1	1,08	135	1,943	0,65	0,36	0,458	0,495	7,51
43	Ірша – с. Українка	2600	150	125	2	1,13	141	1,859	0,53	0,22	0,221	0,274	19,42

Таблиця Г.6 - Перевірочні розрахунки максимальних модулів стоку весняного водопілля (при $\frac{n+1}{n} = 6,25$)

для річок басейну річки Прип'ять

№ поста	Річка – пост	F_2 , км ²	$(Y_{1\%})_K$, мм	$(T_0)_K$, год	k_6	T_0 , год	k_0	$q_{1\%}'$, м ³ /с·км ²	k_F	$(q_{1\%})_{роз}$, м ³ /с·км ²	$q_{1\%}$, м ³ /с·км ²	$ \Delta q_{1\%} $, %
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	150	230	1,32	305	0,021	0,862	0,12	0,108	0,113	4,78
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	150	200	1,33	266	0,023	0,985	0,09	0,093	0,063	47,50
3	Виживка – с. Руда	141	150	250	1,28	320	0,020	0,820	0,26	0,215	0,172	24,87
4	Виживка – смт. Ст.Виживка	722	150	200	1,27	254	0,025	1,033	0,17	0,174	0,211	17,55
5	Тур'я – с. Ягідне	502	100	250	1,24	311	0,020	0,563	0,19	0,105	0,122	14,15
6	Тур'я – м. Ковель	1480	150	200	1,23	246	0,025	1,068	0,14	0,148	0,131	13,09
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	150	220	1,28	282	0,022	0,932	0,12	0,111	0,095	16,46
8	Стохід – с. Малинівка	692	100	250	1,27	318	0,020	0,551	0,17	0,094	0,103	8,79
9	Стохід – с. Гулівка	1420	200	310	1,27	394	0,016	0,889	0,14	0,125	0,145	13,85
10	Стохід – смт. Любешів	2970	175	340	1,26	427	0,015	0,717	0,12	0,083	0,079	4,46
11	Стир – с. Щурівці	2020	100	200	1,27	254	0,025	0,689	0,13	0,088	0,087	0,72
12	Стир – м. Луцьк	7200	100	200	1,23	246	0,025	0,712	0,09	0,064	0,084	23,51
13	Стир – с. Млинок	10900	125	290	1,21	351	0,018	0,623	0,08	0,050	0,04	25,72
14	Радоставка – с. Трійця	316	100	200	1,30	260	0,024	0,673	0,21	0,142	0,176	19,42
15	Іква – с. Радянське	632	100	200	1,08	216	0,029	0,809	0,18	0,141	0,127	11,38

Продовження таблиці Г.6

№ поста	Річка – пост	F_2 , км ²	$(Y_{1\%})_K$, мм	$(T_0)_K$, год	k_6	T_0 , год	k_0	$q'_{1\%}$, м ³ /с·км ²	k_F	$(q_{1\%})_{роз}$, м ³ /с·км ²	$q_{1\%}$, м ³ /с·км ²	$ \Delta q_{1\%} $, %
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	100	200	1,24	249	0,025	0,704	0,13	0,091	0,059	53,65
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	110	200	1,08	216	0,029	0,890	0,14	0,125	0,187	33,10
18	Горинь – с. Оженін	5860	100	150	1,13	169	0,037	1,033	0,10	0,099	0,117	15,70
19	Горинь – с. Деражне	9160	140	200	1,13	226	0,028	1,084	0,09	0,092	0,075	22,66
20	Вирка – с. Сварині	231	150	320	1,31	419	0,015	0,626	0,23	0,143	0,145	1,39
21	Случ – с. В. Клітна	232	150	200	1,00	200	0,031	1,313	0,23	0,300	0,249	20,41
22	Случ – с. Громада	2480	150	185	1,21	224	0,028	1,172	0,12	0,142	0,127	11,67
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	150	150	1,27	191	0,033	1,378	0,09	0,124	0,147	15,89
24	Случ – м. Сарни	13300	120	150	1,21	182	0,034	1,156	0,08	0,089	0,231	61,56
25	Хомора – смт. Понінка	1410	150	180	1,08	195	0,032	1,349	0,14	0,190	0,157	20,74
26	Тня – с. Броніки	982	155	140	1,08	151	0,041	1,792	0,16	0,278	0,285	2,37
27	Смолка – с. Сусли	632	160	160	1,13	181	0,035	1,549	0,18	0,271	0,212	27,70
28	Льва – с. Осницьк	276	190	280	1,16	325	0,019	1,022	0,22	0,223	0,224	0,23
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	160	200	1,21	242	0,026	1,156	0,17	0,191	0,198	3,50
30	Уборть – с. Перга	2880	175	230	1,19	273	0,023	1,120	0,12	0,130	0,128	1,34
31	Уж – м. Коростень	1450	150	150	1,13	169	0,037	1,549	0,14	0,216	0,221	2,11
32	Уж – смт. Поліське	5690	150	140	1,23	172	0,036	1,525	0,10	0,147	0,193	24,07

Кінець таблиці Г.6

№ поста	Річка – пост	$F, \text{ км}^2$	$(Y_{1\%})_K, \text{ мм}$	$(T_0)_K, \text{ год}$	$k_{\bar{b}}$	$T_0, \text{ год}$	k_0	$q_{1\%}', \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$	k_F	$(q_{1\%})_{\text{роз}}, \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$	$q_{1\%}, \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$	$ \Delta q_{1\%} , \%$
33	Жерів – с. В'язівка	1360	150	220	1,33	293	0,021	0,896	0,14	0,127	0,132	3,46
34	Норин – с. Словенщина	804	150	310	1,13	350	0,018	0,750	0,16	0,122	0,12	1,93
35	Грезля – уроч. Брід	553	150	320	1,19	380	0,016	0,690	0,18	0,125	0,159	21,29
36	Ілля – с. Луб'янка	300	150	250	1,00	250	0,025	1,050	0,23	0,224	0,167	34,11
37	Тетерів – с. Троща	227	100	150	1,08	162	0,039	1,079	0,23	0,248	0,207	19,84
38	Тетерів – м. Житомир	5270	125	125	1,13	141	0,044	1,549	0,10	0,153	0,163	6,37
39	Тетерів – с. Макалєвичі	7890	150	125	1,13	141	0,044	1,859	0,09	0,164	0,148	10,62
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	110	150	1,13	169	0,037	1,136	0,15	0,167	0,194	14,04
41	Гуйва – с. Городківка	312	100	125	1,08	135	0,046	1,295	0,21	0,273	0,295	7,52
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	150	125	1,08	135	0,046	1,943	0,23	0,458	0,495	7,51
43	Ірша – с. Українка	2600	150	125	1,13	141	0,044	1,859	0,12	0,221	0,274	19,42

Додаток Д

Гідрологічні характеристики стоку на території Півдня України

Таблиця Д.1 - Максимальні добові опади теплої періоду року різної за-
безпеченості ($P=1,3,5,10\%$) на території Півдня України при $C_s=4,0$

№ з/п	Станція (пост)	$\bar{H}_m$, мм	C_v	Шари опадів, мм			
				$H_{1\%}$	$H_{3\%}$	$H_{5\%}$	$H_{10\%}$
1	Сербка	39	0,40	89	75	68	58
2	Роздільна	42	0,45	106	86	78	66
3	Одеса, обсерваторія	38	0,43	94	77	70	59
4	Іллічівськ	44	0,41	103	86	78	67
5	Білгород-	42	0,35	88	75	69	60
6	Сарата	48	0,51	96	81	77	68
7	Болград	41	0,51	116	91	83	67
8	Вилкове	43	0,39	99	83	75	65
9	Ізмаїл	41	0,32	82	69	65	58
10	Вознесеньк	39	0,58	122	94	83	67
11	Баштанка	39	0,47	87	74	67	58
12	Миколаїв	41	0,54	124	95	82	69
13	Тилігуло-Березанка	40	0,51	90	75	67	59
14	Очаків	36	0,48	98	76	69	58
15	Велика Олександрівка	37	0,31	74	64	59	52
16	Нижні Сірогози	36	0,52	101	79	72	58
17	Нова Каховка	40	0,42	95	79	71	61
18	Херсон (агрометсанція)	37	0,41	86	72	65	56
19	Попелак	31	0,36	67	56	52	46
20	Асканія - Нова	36	0,42	87	72	65	55
21	Бехтери	35	0,43	85	70	63	54
22	Кривий Ріг	35	0,35	75	64	59	51
23	Нікополь	36	0,40	83	69	63	54
24	Седнівка	38	0,38	77	64	60	52
25	Василівка	38	0,36	81	68	63	55
26	Березівка	42	0,40	98	82	74	64
27	Одеса, Куяльницький	38	0,40	87	73	66	57
28	Усатове	45	0,44	112	91	82	70
29	Цареградське гирло	43	0,44	106	87	78	66
30	Лебедівка	48	0,51	134	105	96	78
31	Червоний Яр	40	0,35	85	71	66	58
32	Приморське	40	0,51	112	88	80	65
33	Нагірне	43	0,54	126	98	87	71
34	Кілія	36	0,48	98	76	69	58
35	Кислиця	40	0,41	94	79	71	61

Кінець таблиці Д.1

№ з/п	Станція (пост)	$\bar{H}_m$, мм	C_v	Шари опадів, мм			
				$H_{1\%}$	$H_{3\%}$	$H_{5\%}$	$H_{10\%}$
36	Крива Пустош	42	0,38	95	79	73	64
37	Олександрівка	41	0,42	91	76	68	60
38	Прибужани	42	0,39	90	75	67	59
39	Михайлівка	38	0,41	89	74	67	57
40	Новогорожене	40	0,41	86	73	66	57
41	Женево-Криворіжжя	36	0,37	79	67	61	53
42	Нова Одеса	37	0,45	92	76	69	58
43	Снігурівка	37	0,42	88	73	66	56
44	Парутине	45	0,47	119	96	85	72
45	Лимани	32	0,39	72	61	55	48
46	Коблеве	35	0,67	122	92	79	63
47	Велика Лепетиха	36	0,46	93	76	67	57
48	Калінінське	33	0,31	65	55	52	46
49	Лєвовє	36	0,43	87	72	64	55
50	Станіслав	31	0,35	67	56	52	45
51	Гола Пристань	40	0,36	87	72	67	59
52	Могилівка	37	0,40	86	72	66	57
53	Затишшя	37	0,43	90	74	66	57
54	Рені	41	0,45	104	84	76	64
55	Кагул	48	0,41	113	95	85	73
56	Чимішлія	38	0,32	76	65	61	54
57	Коротне	33	0,29	62	54	50	45
58	Тараклія МАП	44	0,41	104	87	79	67
59	Каушани	44	0,76	168	123	104	81
60	Чадир-Лунга	39	0,29	74	64	60	53
61	Комрат	41	0,33	84	72	66	58
62	Леове	44	0,53	126	99	87	72
63	Мирнопілля	46	0,27	131	103	91	75
64	Вулкенешть	45	0,57	81	72	67	60
65	Тараклія (ниж.пост)	44	0,38	133	103	90	74
66	Балцата	42	0,49	94	79	72	62
67	Кирилівка	43	0,53	116	92	82	69
68	Маріуполь	38	0,38	108	85	75	62
69	Мелітополь	41	0,40	91	76	69	60
70	Бердянськ	34	0,49	79	66	60	52
71	Ботієве	37	0,61	101	80	71	60
72	Генічеськ	36	0,27	115	88	77	62

Таблиця Д.2 – Визначення величин забезпеченості максимальних добових опадів на території Півдня України

№ з/п	Станція (пост)	n, років	H_m , мм	$H_{m\downarrow}$, мм	$P_{P(x)}$	$P(x)$, %
1	Сербка	49	81	164	0,01	0,03
2	Роздільна	36	106	155	0,03	0,09
3	Одеса, обсерваторія	47	90	144	0,04	0,11
4	Иллічівськ	24	94	143	0,05	0,14
5	Білгород-Дністровський	25	84	143	0,07	0,20
6	Сарата	36	100	124	0,08	0,23
7	Болград	43	123	123	0,10	0,29
8	Вилкове	42	89	115	0,11	0,32
9	Ізмаїл	36	76	115	0,12	0,36
10	Вознесенськ	39	155	114	0,14	0,42
11	Баштанка	36	81	114	0,15	0,45
12	Миколаїв	121	144	114	0,16	0,49
13	Тилігуло-Березанка	36	83	113	0,18	0,55
14	Очаків	40	88	112	0,19	0,59
15	Велика Олександрівка	36	64	110	0,21	0,62
16	Нижні Сірогози	36	115	106	0,22	0,69
17	Нова Каховка	28	85	103	0,23	0,73
18	Херсон (агрометсанція)	42	86	103	0,25	0,76
19	Попелак	29	62	101	0,26	0,84
20	Асканія – Нова	37	95	100	0,27	0,88
21	Бехтери	36	88	100	0,29	0,91
22	Кривий Ріг	36	70	98	0,30	0,99
23	Нікополь	36	72	98	0,32	1,03
24	Седнівка	33	82	97	0,33	1,07
25	Василівка	36	72	95	0,34	1,15
26	Березівка	36	85	95	0,36	1,20
27	Одеса, Куяльницький лиман	36	85	94	0,37	1,28
28	Усатове	33	112	94	0,38	1,33
29	Цареградське гирло	30	83	92	0,40	1,37
30	Лебедівка	20	115	92	0,41	1,46
31	Червоний Яр	36	70	91	0,42	1,51
32	Приморське	39	103	90	0,44	1,56
33	Нагірне	19	113	89	0,45	1,66
34	Кілія	36	114	89	0,47	1,71
35	Кислиця	25	88	89	0,48	1,76

Кінець таблиці Д.2

№ з/п	Станція (пост)	n, років	H_m , мм	$H_{m\downarrow}$, мм	$P_{P(x)}$	$P(x)$, %
36	Крива Пустош	36	98	89	0,49	1,86
37	Олександрівка	36	110	88	0,51	1,92
38	Прибужани	33	97	88	0,52	1,97
39	Михайлівка	33	92	88	0,53	2,09
40	Новогорожене	33	84	88	0,55	2,15
41	Женево-Криворіжжя	36	64	86	0,56	2,21
42	Нова Одеса	33	80	85	0,58	2,33
43	Снігурівка	24	68	85	0,59	2,39
44	Парутине	35	89	85	0,60	2,53
45	Лимани	37	66	84	0,62	2,60
46	Коблеве	29	143	84	0,63	2,67
47	Велика Лепетиха	35	78	83	0,64	2,81
48	Калінінське	33	70	83	0,66	2,89
49	Лєвово	32	88	83	0,67	2,97
50	Станислав	39	52	82	0,68	3,13
51	Гола Пристань	38	78	81	0,70	3,22
52	Могилівка	36	83	81	0,71	3,31
53	Затишшя	36	91	80	0,73	3,49
54	Рені	36	101	78	0,74	3,59
55	Кагул	26	89	78	0,75	3,69
56	Чимишлія	21	65	77	0,77	3,91
57	Коротне	22	52	76	0,78	4,02
58	Тараклія МАП	23	98	73	0,79	4,14
59	Каушани	23	164	72	0,81	4,40
60	Чадир-Лунга	20	63	72	0,82	4,53
61	Комрат	42	77	70	0,84	4,68
62	Леове	20	124	70	0,85	4,99
63	Мирнопілля	10	94	70	0,86	5,16
64	Вулкенешть	22	73	68	0,88	5,54
65	Тараклія (ниж.пост)	27	143	66	0,89	5,75
66	Балцата	31	95	65	0,90	5,98
67	Кирилівка	57	114	64	0,92	6,50
68	Маріуполь	53	103	64	0,93	6,81
69	Мелітополь	56	92	63	0,95	7,16
70	Бердянськ	55	89	62	0,96	8,03
71	Ботієве	56	100	52	0,97	8,60
72	Генічеськ	56	114	52	0,99	9,33

Таблиця Д.3 - Розрахункові шари паводкового стоку річок Причорномор'я

№ з/п	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	Район	Районні значення $(Y_{1\%})_{F=0}, \text{мм}$	Уточнені $Y_{1\%}, \text{мм}$
1	Кагул-с.Гаваноси	186	1	40	14
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	1	40	20
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	1	40	13
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	1	40	16
5	б.Тараклія - смт.Тараклія	103	1	40	16
6	Когильник – смт Котовське	179	1	40	14
7	Сарата - с.Сарата	1110	1	40	9,6
8	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	1	40	10
9	Тилігул- м.Березівка	3170	1	40	7,7
10	Південний Буг-с.Лелітка	4000	2	70	30
11	Південний Буг-с.Сабарів	9010	2	70	27
12	Бужок-смт Меджибож	698	2	70	35
13	Іква-смт Стара Синява	439	2	70	37
14	Згар-смт Літин	692	2	70	35
15	Рів-с.Демидівка	1130	2	70	34
16	Соб-с.Зозів	92,5	1	40	16
17	Савранка-с.Осички	1740	1	40	8,7
18	Синиця-с.Кам'яний Брід	753	1	40	10
19	Кодима-с.Обжила	145	1	40	14
20	Кодима-с.Катеринка	2390	1	40	8,2
21	Гнилий Тікич-смт Лисянка	1450	1	40	9,1
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	1	40	7,9
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	1	40	8,4
24	Циганка-с.Краснопілля	248	1	40	13
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	1	40	8,6
26	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	1	40	8,3
27	Мертвовід- с. Крива Пустош	252	1	40	13
28	Чичиклія-с.Василівка	436	1	40	12
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	1	40	9,4
30	Інгул-м.Кіровоград	840	1	40	10
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	1	40	7,8
32	Інгул-с.Седнівка	4770	1	40	7,1
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	1	40	6,6
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	1	40	9,1

Таблиця Д.4 - Розрахункові максимальні модулі стоку дощових паводків
для річок Півдня України ($n_l = 0,68$)

№ з/п	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$Q_m, \text{м}^3/\text{с}$	$q_m, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_m, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_{m\downarrow}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$P_{P(x)}$	$P(x), \%$
1	Кагул- с.Гаваноси	186	310	1,67	58,4	58,4	0,02	0,05
2	б.Гаваноси - с.Гаваноси	28,2	107	3,79	37,6	37,6	0,04	0,10
3	Ялпуг - з.ст.Комрат	241	16,4	0,07	2,84	37,3	0,05	0,15
4	Муса - з.ст.Комрат	83,5	65,8	0,79	16,1	32,6	0,07	0,20
5	б.Тараклія – с.мт Тараклія	103	17,8	0,17	4,07	31,1	0,09	0,25
6	Когильник – с.мт Котовське	179	19,7	0,11	3,76	23,1	0,11	0,30
7	Сарата – с.Сарата	1110	26,1	0,02	2,77	21,9	0,12	0,35
8	Тилігул- с.Новоукраїнка	810	61,6	0,08	7,23	19,4	0,14	0,41
9	Тилігул- м.Березівка	3170	24,3	0,01	1,84	17,4	0,16	0,46
10	Південний Буг- с.Лелітка	4000	190	0,05	13,4	16,1	0,18	0,52
11	Південний Буг- с.Сабарів	9010	289	0,03	15,7	15,7	0,19	0,57
12	Бужок- с.мт Меджибож	698	34,8	0,05	4,29	13,4	0,21	0,63
13	Іква- с.мт Стара Си- нява	439	43,9	0,10	6,27	12,5	0,23	0,69
14	Згар-с.мт Літин	692	62,3	0,09	7,69	12,1	0,25	0,75
15	Рів-с.Демидівка	1130	78,8	0,07	8,31	11,6	0,26	0,82
16	Соб-с.Зозів	92,5	12,4	0,13	2,93	9,25	0,28	0,88
17	Савранка- с.Осички	1740	25,1	0,01	2,31	9,10	0,30	0,95
18	Синиця- с.Кам'яний Брід	753	21,6	0,03	2,60	8,80	0,32	1,01
19	Кодима- с.Обжила	145	2,67	0,02	0,55	8,31	0,33	1,08
20	Кодима- с.Катеринка	2390	14,1	0,01	1,17	7,71	0,35	1,15

Продовження таблиці Д.4

№ з/п	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$Q_m, \text{м}^3/\text{с}$	$q_m, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_m, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_{m\downarrow}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$P_{P(x)}$	$P(x), \%$
21	Гнилий Тікич-с.мт.Лисянка	1450	63,9	0,04	6,22	7,69	0,39	1,30
22	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	41,6	0,02	3,27	7,23	0,40	1,38
23	Ятрань-с.Покотилове	2140	49,0	0,02	4,21	7,20	0,42	1,46
24	Циганка-с.Краснопілля	248	30,4	0,12	5,22	6,44	0,44	1,54
25	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	413	0,23	37,3	6,41	0,46	1,62
26	Чорный Ташлик-с.Тарасівка	2230	384	0,17	32,6	6,27	0,47	1,71
27	Мертвовід-с. Крива Пустош	252	51,5	0,20	8,80	6,22	0,49	1,80
28	Чичиклія-с.Василівка	436	20,7	0,05	2,96	6,09	0,51	1,89
29	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	45,4	0,04	4,71	6,02	0,53	1,99
30	Інгул-м.Кіровоград	840	99,6	0,12	11,6	6,01	0,54	2,09
31	Інгул-с.Інгуло-Кам'янка	3080	163	0,05	12,5	5,94	0,56	2,19
32	Інгул-с.Седнівка	4770	139	0,03	9,25	5,85	0,58	2,30
33	Інгул-с.Новогорожене	6670	88,7	0,01	5,30	5,3	0,60	2,41
34	Громоклія-с.Михайлівка	1410	50,6	0,04	4,97	5,22	0,61	2,52
35	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	55,6	0,05	6,01	4,97	0,63	2,65
36	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	65,1	0,05	6,41	4,71	0,65	2,77
37	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	140	0,02	7,71	4,29	0,67	2,91
38	Інгулець-с.Могилівка	9280	134	0,01	7,20	4,21	0,68	3,05

Кінець таблиці Д.4

№ з/п	Річка-пост	$F, \text{км}^2$	$Q_m, \text{м}^3/\text{с}$	$q_m, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_m, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q'_{m\downarrow}, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$P_{P(x)}$	$P(x), \%$
39	Молочна-м.Токмак	760	21,0	0,03	2,52	4,07	0,70	3,20
40	Молочна-с.Терпіння	2780	20,9	0,01	1,65	3,76	0,72	3,35
41	Лозуватка-с.Новоолексіївка	331	37,4	0,11	5,85	3,58	0,74	3,52
42	Обитічна-с.Шевченко	390	41,0	0,11	6,09	3,27	0,75	3,70
43	Обитічна-м.Приморськ	1300	90,2	0,07	9,10	2,96	0,77	3,89
44	Кильтиччя-с.Новотроїцьке	398	40,8	0,10	6,02	2,93	0,79	4,10
45	Берда-с.Захарівка	718	29,3	0,04	3,58	2,84	0,81	4,32
46	Берда-с.Осипенко	1620	129	0,08	12,1	2,77	0,83	4,57
47	р.Кальміус-м.Донецьк (сmt Авдотїне)	263	115	0,44	19,4	2,60	0,84	4,84
48	Кальміус-с.Раздольне	1690	64,0	0,04	5,94	2,52	0,86	5,14
49	Кальміус-сmt Сартана (сmt Приморське)	3700	304	0,08	21,9	2,31	0,88	5,48
50	Кальчик-с.Кремнівка	469	222	0,47	31,1	1,84	0,90	5,87
51	Кальчик-м.Маріупіль	1250	170	0,14	17,4	1,65	0,91	6,33
52	б. Полкова-с.Кременівка	63,0	24,0	0,38	6,44	1,37	0,93	6,89
53	Малий Кальчик-с.Кременівка	270	138	0,51	23,06	1,17	0,95	7,60
54	Калець-х.Перемога	164	6,97	0,04	1,37	0,55	0,97	8,60
55	Глузський Єланчик-с.Гусельщикове	1190	5,10	0,01	0,53	0,53	0,98	10,3

ДОДАТОК Ж

Криві забезпеченості дощових паводків на річках Придеснянської воднобалансової станції

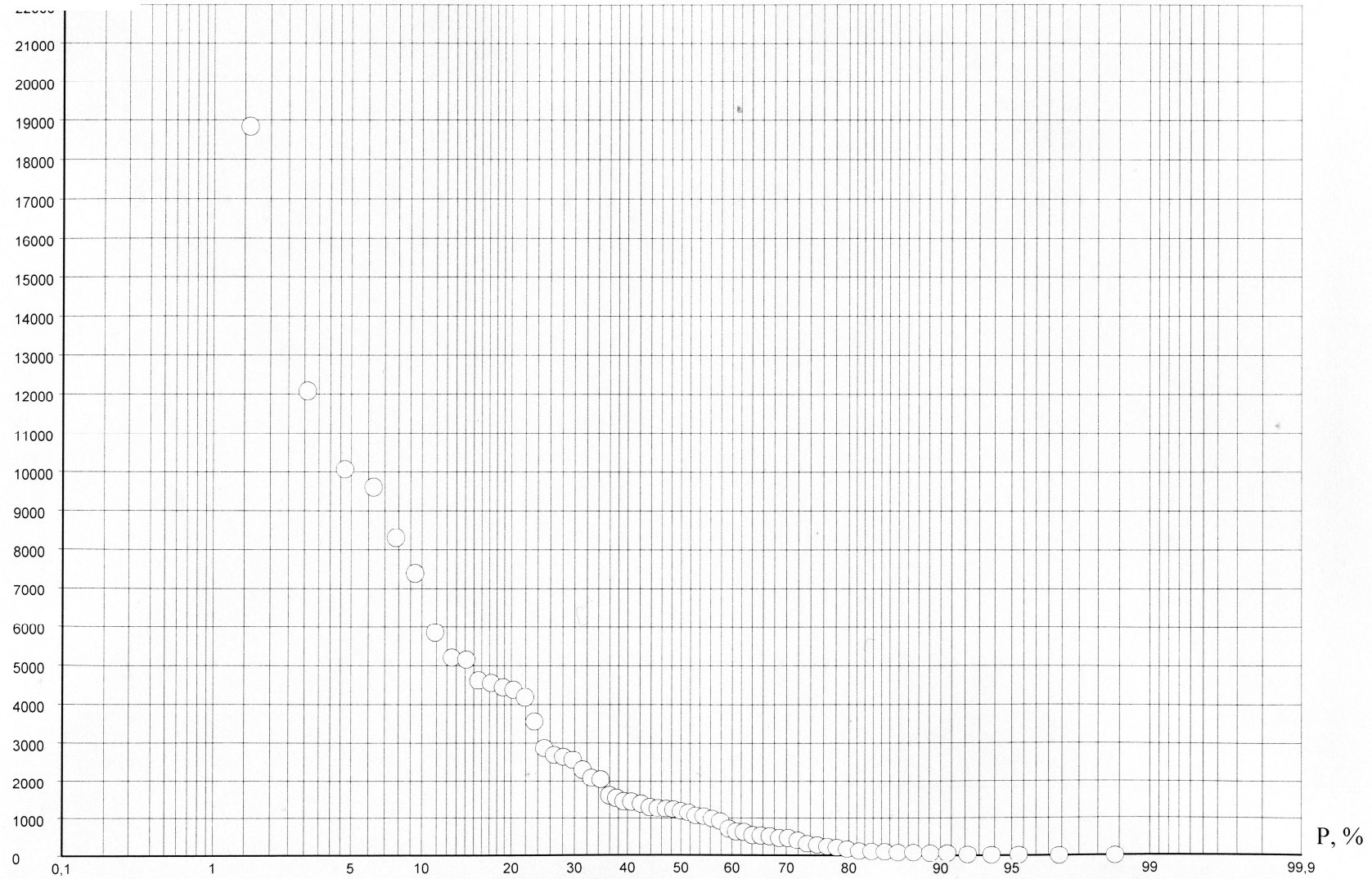
 $q, \text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ 

Рисунок Ж.1 - Максимальні модулі стоку паводків, стр. Липино

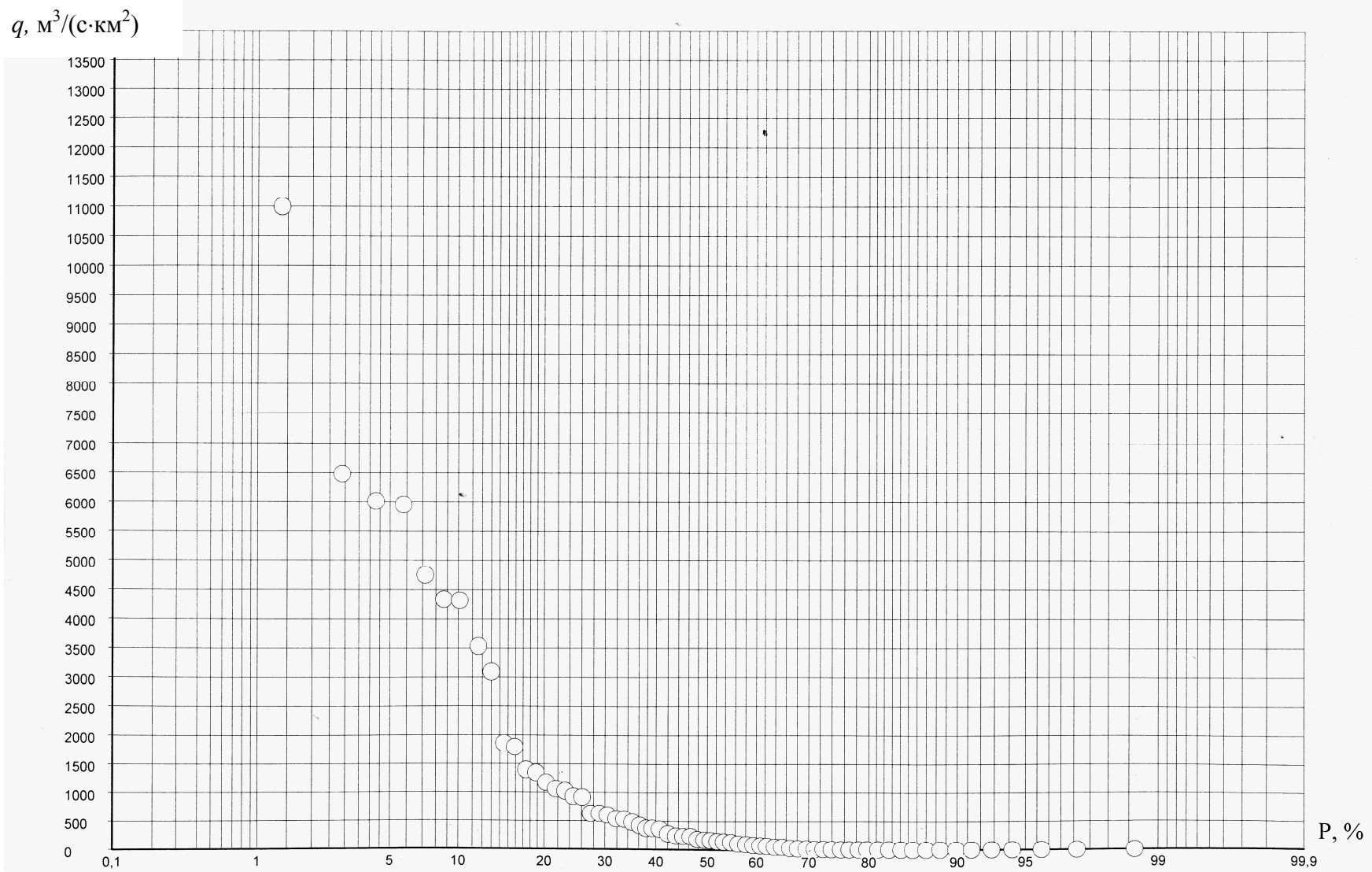


Рисунок Ж.2 - Максимальні модулі стоку паводків, стр. Підлядо

ДОДАТОК Л

Оцінка якості методики довгострокового прогнозу стоку весняного водопілля в басейні Південного Буг

Таблиця Л.1 – Оцінка якості методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля (райони 10,11)

Код поста	Річка –пост	Площа водозбо- ру, F , км ²	Кіль- кість прог- нозів	σ , мм	$\delta_{доп}$, мм	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/σ	$P\%$	S/σ	$P\%$	S/σ	$P\%$	S/σ	$P\%$
81361	Південний Буг- с.Тростянчик	17400	35	23.1	15.6	0.82	71	0.75	74	0.74	74	0.52	77
81363	Південний Буг- с.Підгір'я	24600	35	19.2	12.9	0.91	68	0.82	74	0.85	80	0.51	83
81393	Рів- с.Демидівка	1130	35	25.0	16.8	0.76	77	0.65	80.0	0.62	71	0.61	69
81414	Кодима – с.Катеринка	2390	22	12.6	8.53	0.56	85	0.54	85	0.50	89	0.43	91
81417	Синюха- с.Синюхин Брід	16700	35	21.9	14.7	0.77	80	0.74	83	0.65	83	0.57	80
81430	Велика Вись- с.Ямпіль	2820	31	19.5	13.1	0.64	74	0.64	77	0.56	81	0.71	71
81433	Ятрань – с.Покотилове	2140	35	21.7	14.6	0.78	77	0.97	77	0.97	80	0.59	83
81438	ЧорнийТашлик- с.Тарасівка	2230	35	26.6	17.9	0.66	77	0.64	74	0.76	71	0.66	80
81446	р.Інгул – м.Кіровоград	840	35	24.2	16.3	0.44	86	0.46	86	0.44	86	0.31	97
81450	р.Інгул – с.Новогорожене	6670	35	20.9	14.1	0.53	80	0.56	80	0.55	83	0.46	77

Таблиця Л.2 – Оцінка якості методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля (райони 10,11)

Код поста	Річка –пост	Площа водо- збору, F , км ²	Кіль- кість прог- нозів	σ , м ³ /с	$\delta_{доп}$, м ³ /с	Дата прогнозу							
						10.02		20.02		28.02		S_m	
						S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %	S/ σ	P %
81361	р. Південний Буг – с.Тростянець	17400	22	336	226	0.67	70	0.67	71	0.66	74	0.63	73
81363	р. Південний Буг – с.Підгір'я	24600	22	302	204	0.64	69	0.63	72	0.60	73	0.59	73
81393	р.Кодима-с.Катеринка	2390	22	24.5	16.5	0.62	74	0.61	74	0.59	79	0.56	77
81414	Р.Синюха – с.Синюхин Брід	16700	22	430	290	0.66	77	0.65	80	0.66	81	0.65	82
81417	р.Чорний Ташлик – с.Тарасівка	2230	22	125	84.2	0.80	75	0.80	78	0.79	83	0.79	83
81430	р.Інгул – м.Кіровоград	840	22	52.9	35.7	0.63	79	0.61	80	0.60	83	0.57	86
81433	р.Інгул – с.Новогорожено	6670	22	186	125	0.55	78	0.54	80	0.51	84	0.48	86