

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА
ШЕВЧЕНКА
Географічний факультет
Кафедра гідрології та гідроекології

**СТАТИСТИЧНІ РОЗРАХУНКИ ЧАСТОТИ ТА ПЕРІОДІВ
ПОВТОРЮВАНOSTІ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ У БАСЕЙНІ
ПРУТУ В МЕЖАХ УКРАЇНИ**

Спеціальність 103 – Науки про Землю
Освітня програма «Управління та екологія водних ресурсів»

студент 2-го курсу магістратури
кафедри гідрології та гідроекології
Ромашка Артем Олександрович

асистент кафедри гідрології та гідроекології,
к. геогр. н. **Москаленко Станіслав Олексійович**

Київ – 2026

ЗМІСТ

ВСТУП	4
РОЗДІЛ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ ТА ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ БАСЕЙНУ ПРУТУ	8
1.1. Географічне положення, геологічна будова та рельєф	7
1.2. Кліматична характеристика	12
1.3. Ґрунти та рослинний покрив	15
1.4. Особливості водного режиму та гідрометеорологічні умови формування дощових паводків на річках басейну Пруту	18
Висновки до 1 розділу	21
РОЗДІЛ 2. МЕТОДИЧНІ ОСНОВИ СТАТИСТИЧНОГО АНАЛІЗУ ПОВТОРЮВАНOSTІ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ	23
Висновки до 2 розділу	33
РОЗДІЛ 3. СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ТА ФОРМУВАННЯ ВИХІДНИХ ДАНИХ	35
3.1. Формування рядів річних максимумів дощових паводків на річках басейну Пруту	35
3.2. Визначення базових величин паводкових максимумів та формування рядів максимумів дощових паводків часткової тривалості на річках басейну Пруту	40
Висновки до 3 розділу	45
РОЗДІЛ 4. СТАТИСТИЧНІ РОЗРАХУНКИ ЧАСТОТИ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ ТА ПЕРІОДІВ ЇХ ПОВТОРЮВАНOSTІ НА РІЧКАХ БАСЕЙНУ ПРУТУ	46
4.1. Середньостатистичні показники повторюваності дощових паводків	46

4.2. Розрахунки періодів повторюваності максимумів дощових паводків – річних та часткової тривалості	48
4.3. Аналіз суміщених графіків періодів повторюваності річних максимумів і максимумів часткової забезпеченості дощових паводків	52
Висновки до 4 розділу	60
РОЗДІЛ 5. АНАЛІЗ СУЧАСНИХ ЗМІН ЧАСТОТИ ТА ПЕРІОДІВ ПОВТОРЮВАНOSTІ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ БАСЕЙНУ ПРУТУ	
Висновки до 5 розділу	61
Висновки	65
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	68
ДОДАТКИ	74
	76

ВСТУП

Зростання антропогенного тиску на природні системи на тлі сучасних кліматичних трансформацій підвищує наукову вагомість аналізу небезпечних гідрологічних явищ; серед них помітне місце займають дощові паводки. До характерних рис цього типу паводків належать швидкоплинність формування, висока амплітуда коливань витрат води та руйнівний потенціал, унаслідок чого вони спричиняють відчутні матеріальні збитки, погіршують екологічний стан водних об'єктів і становлять небезпеку для населення. Найвиразніше такі прояви характерні для гірських і передгірських територій, де поєднання природних умов сприяє швидкому формуванню паводкових хвиль.

Басейн річки Прут у межах України характеризується складними фізико-географічними умовами, значною розчленованістю рельєфу та високою інтенсивністю атмосферних опадів, що обумовлює часте виникнення дощових паводків. У зв'язку з цим актуальним є детальне вивчення їх частоти, інтенсивності та періодів повторюваності на основі сучасних статистичних методів. Такі дослідження мають важливе значення для прогнозування гідрологічних ризиків, планування водогосподарських заходів і забезпечення екологічної безпеки регіону.

Актуальність теми обумовлена необхідністю підвищення точності оцінки гідрологічних ризиків, пов'язаних із дощовими паводками, в умовах змін клімату та зростання екстремальності погодних явищ.

Басейн Пруту є одним із найбільш паводконебезпечних регіонів України, де паводки мають швидкоплинний характер і часто супроводжуються значними матеріальними збитками. Недостатня вивченість закономірностей повторюваності таких явищ, а також потреба в удосконаленні методів їх статистичного аналізу визначають актуальність виконання даної роботи.

Метою роботи є визначення частоти та періодів повторюваності дощових паводків на річках басейну Пруту в межах України на основі статистичного аналізу гідрологічних даних. Для досягнення поставленої мети необхідно вирішити такі **завдання дослідження**:

- проаналізувати фізико-географічні та гідрометеорологічні умови формування дощових паводків у басейні Пруту;
- охарактеризувати кліматичні, геологічні, ґрунтові та гідрологічні особливості досліджуваної території;
- розглянути методичні основи статистичного аналізу повторюваності паводків;
- сформувати ряди річних максимумів дощових паводків;
- визначити базові характеристики паводкових максимумів та сформувати ряди часткової тривалості;
- виконати статистичні розрахунки частоти дощових паводків;
- визначити періоди повторюваності річних максимумів та максимумів часткової тривалості;
- провести аналіз суміщених графіків повторюваності;
- дослідити сучасні зміни частоти та періодів повторюваності дощових паводків у басейні Пруту.

Об'єктом дослідження є дощові паводки на річках басейну Пруту в межах України.

Предметом дослідження є статистичні закономірності частоти виникнення та періодів повторюваності дощових паводків, а також методи їх кількісного аналізу.

Методи дослідження: У роботі використано комплекс загально-наукових і спеціальних методів дослідження, зокрема: методи статистичного аналізу (варіаційна статистика, аналіз рядів максимумів, визначення забезпеченості); гідрологічні методи аналізу водного режиму річок; методи математичного моделювання та апроксимації; графічні методи (побудова

кривих забезпеченості, суміщених графіків); порівняльно-географічний аналіз; методи узагальнення та систематизації отриманих результатів.

Структура кваліфікаційної роботи: дана робота складається з вступу, п'яти розділів, дев'яти підрозділів, висновків до кожного розділу, загальних висновків, списку використаних джерел та додатків. Робота налічує 14 посилань на бібліографічні джерела.

РОЗДІЛ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ ТА ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ БАСЕЙНУ ПРУТУ

1.1. Географічне положення, геологічна будова та рельєф

Формування дощових паводків є складним природним процесом, що визначається сукупною дією фізико-географічних та гідрометеорологічних чинників. Характер і інтенсивність паводків безпосередньо залежать від особливостей території, зокрема її географічного положення, геологічної будови, рельєфу, кліматичних умов, а також стану підстильної поверхні. У межах басейну річки Прут ці чинники поєднуються таким чином, що сприяють швидкому формуванню паводкового стоку, особливо під час інтенсивних і тривалих дощів [11]).

Територіально басейн Пруту охоплює гірську зону Українських Карпат і прилеглі ділянки передгір'я, що визначає виражену просторову мінливість його природних умов. Поєднання вертикальної розчленованості території, значних похилів схилів, тектонічно ускладненої геологічної будови та густої гідрографічної мережі забезпечує прискорене надходження поверхневого стоку у руслову систему. У свою чергу, кліматичний фон регіону — з підвищеними річними сумами опадів та їх нерівномірним внутрішньорічним розподілом — формує сприятливі передумови для регулярного утворення дощових паводків різної амплітуди [3].

Басейн річки Прут у межах України займає південно-західну частину території держави та належить до системи лівобережних приток Дунаю (.Рис.1.1). У межах України представлена лише верхів'я та середня течія річки, що формуються в межах Українських Карпат і Передкарпаття. Площа водозбору басейну Пруту становить близько 8000 км², а разом із басейном

річки Сірет – близько 11300 км². Річка Прут бере початок у межах Чорногірського масиву Українських Карпат, що визначає гірський характер формування її стоку на значній частині басейну. У межах України річка має довжину близько 240 км та перетинає кілька фізико-географічних областей: гірську частину Карпат, Передкарпаття та Покутсько-Бессарабську височину. Така просторово-географічна диференціація зумовлює значну неоднорідність природних умов формування стоку та паводкових процесів [7; 9].

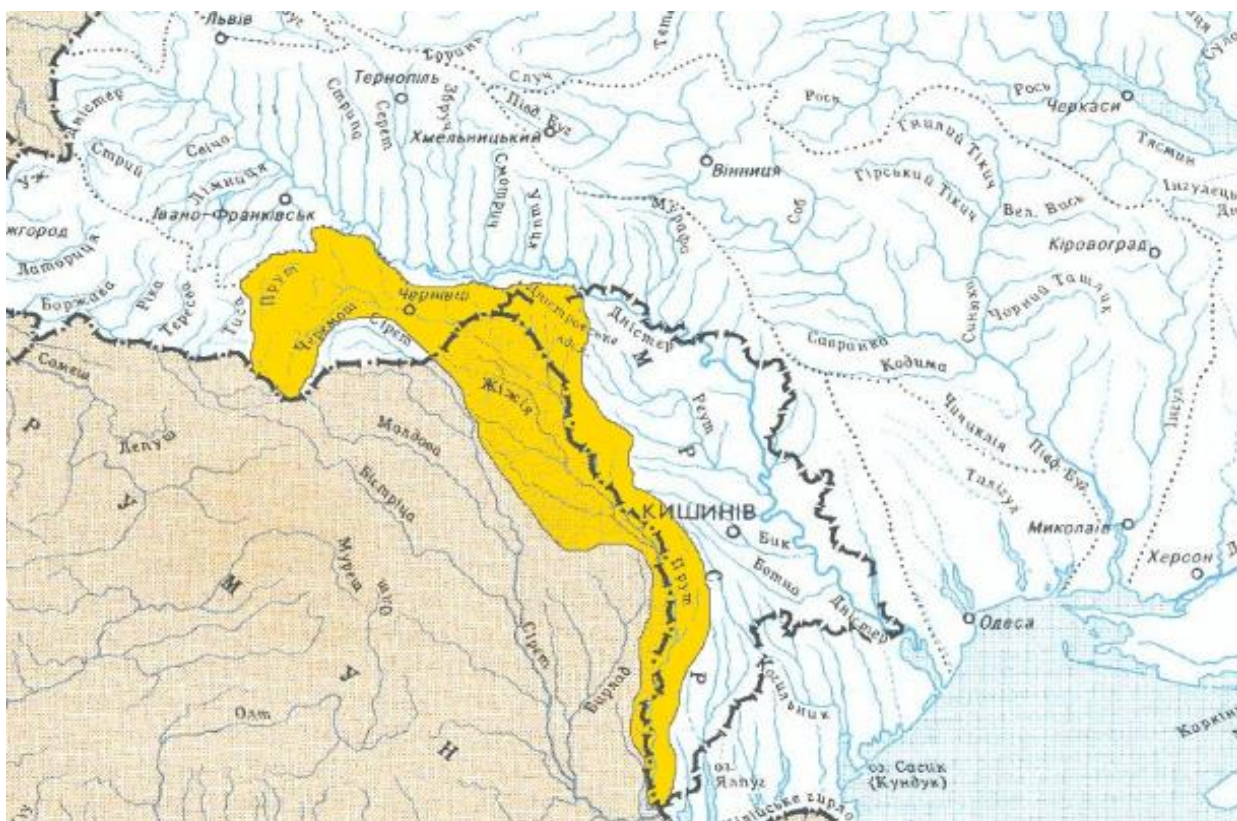


Рис. 1.1 – Басейн річки Прут

Геологічна будова басейну Пруту визначається його розташуванням у межах Карпатської складчастої області та Передкарпатського прогину. У гірській частині переважають флішові відклади мезозойського та палеогенового віку, представлені чергуванням пісковиків, алевролітів і глин, що мають різну водопроникність та стійкість до ерозійних процесів. Значна тектонічна порушеність, розвиток складчастих структур і насувів обумовлюють підвищену тріщинуватість гірських порід, що, з одного боку,

сприяє інфільтрації води, а з іншого – активізує схиліві процеси [7; 5].

У межах Передкарпаття поширені неогенові моласові відклади (піски, глини, конгломерати), які характеризуються меншою стійкістю до розмиву та відіграють важливу роль у формуванні акумулятивних форм рельєфу. Четвертинні алювіальні відклади широко представлені в долинах річок і визначають особливості сучасного руслового процесу. Загалом геологічна будова басейну створює передумови для інтенсивного розвитку ерозійних процесів і швидкого формування поверхневого стоку під час сильних опадів, що безпосередньо впливає на генезис дощових паводків [7; 4].

Рельєф басейну Пруту характеризується значною контрастністю та чітко вираженою висотною зональністю. У верхній частині басейну переважає гірський рельєф із середніми та значними ухилами водозборів, що підтверджується морфометричними характеристиками: середні висоти водозборів досягають 1000–1200 м, а середні похили – понад 300‰ для окремих приток. У цій частині формуються найбільш інтенсивні паводки, що пов'язано з швидкою концентрацією стоку, малою водоутримуючою здатністю схилів та високою лісистістю (до 85–87 %), яка, попри стримуючу роль, не компенсує вплив крутизни схилів і значної кількості опадів. У середній течії рельєф переходить у передгірський, де зменшуються ухили річок (до 3–8‰), збільшується площа водозборів (до 6000–7000 км²), а середні висоти знижуються до 400–500 м. Це призводить до трансформації паводкових хвиль – їх сповільнення та часткового згладжування. Нижче за течією формується хвилясто-рівнинний рельєф Покутсько-Бессарабської височини, де домінують акумулятивні процеси, розвинені заплави та тераси [7; 9].

Аналіз морфометричних характеристик водозборів свідчить про значну просторову неоднорідність умов формування стоку. Водозбори річок басейну Пруту охоплюють широкий діапазон висот – від 400 до понад 1200 м, що безпосередньо впливає на інтенсивність гідрологічних процесів. Зокрема, встановлено, що зі збільшенням середньої висоти водозбору зростає співвідношення між максимальними строковими та середньодобовими

витратами води – від 1,4–1,6 у передгірських умовах до 1,7–1,9 у гірських.

Це свідчить про більш різкий, імпульсний характер паводків у гірській частині басейну, де формується короточасний, але високий пік стоку. Водночас у передгірських і рівнинних умовах паводки мають більш згладжений характер [11].

Аналіз узагальнених фізико-географічних та морфометричних характеристик басейну річки Прут (табл. 1.1) свідчить про визначальну роль природних умов у формуванні дощових паводків. Насамперед, просторове розташування басейну в межах Українських Карпат і прилеглих передгірських територій обумовлює поєднання різко відмінних за своїми властивостями морфоструктур. Близько 55 % площі водозбору припадає на гірську частину, яка виступає основною зоною формування паводкового стоку. Саме тут, за рахунок значних висот, крутих схилів і густої гідрографічної мережі, створюються умови для швидкої концентрації води та формування короточасних, але інтенсивних паводкових хвиль.

Встановлено чітку залежність інтенсивності паводкових процесів від морфометричних характеристик водозборів. Зі збільшенням середніх висот (від 400 до 1200 м і більше) зростає енергія рельєфу та, відповідно, швидкість формування поверхневого стоку. Це підтверджується також збільшенням співвідношення між максимальними строковими та середньодобовими витратами води від 1,4–1,6 у передгірських умовах до 1,7–1,9 у гірських районах. Така закономірність свідчить про більш імпульсний характер паводків у високогірних частинах басейну, де максимум витрат формується за короткий проміжок часу. Водночас у нижчих частинах басейну, де зменшуються ухили річок і збільшуються площі водозборів, відбувається часткове згладжування паводкових хвиль [11].

Важливим чинником є також геологічна будова території, представлена переважно флішовими відкладами, які характеризуються неоднорідною водопроникністю та схильністю до ерозії.

Таблиця 1.1 – Основні фізико-географічні та морфометричні характеристики басейну річки Прут у межах України

Показник	Значення / діапазон	Характеристика впливу на формування паводків
Географічне положення	Південно-захід України, межі Українських Карпат, Передкарпаття та Покутсько-Бессарабської височини	Визначає поєднання гірських і рівнинних умов формування стоку
Площа басейну (Прут, Україна)	$\approx 8000 \text{ км}^2$	Велика площа сприяє формуванню значних об'ємів паводкового стоку
Загальна площа (Прут + Сірет)	$\approx 11300 \text{ км}^2$	Регіон комплексного формування паводків
Довжина р. Прут (у межах України)	$\approx 240 \text{ км}$	Значна трансформація паводкової хвилі вздовж течії
Частка гірської території	$\approx 55 \%$	Основна зона формування дощових паводків
Висоти водозборів	400 – 1200 м і більше	Зі збільшенням висоти зростає інтенсивність паводків
Середні похили водозборів	до 300–450 ‰ (у горах)	Високі ухили сприяють швидкому стіканню води
Похил річок	від 3–8 ‰ (рівнини) до 20–100 ‰ (гори)	Визначає швидкість формування паводкової хвилі
Геологічна будова	Флішові товщі (пісковики, глини, алевроліти), моласи Передкарпаття	Сприяє розвитку ерозії та швидкому поверхневому стоку
Тектонічна структура	Складчасто-насувна	Обумовлює розчленованість рельєфу та нестійкість схилів
Тип рельєфу	Гірський, передгірський, хвилясто-рівнинний	Визначає просторову неоднорідність паводкових процесів
Лісистість	40–87 ‰	Частково регулює стік, але не нівелює вплив рельєфу
Заболоченість	$<1 \%$	Низька здатність до акумуляції води
Основні притоки	Пістинка, Рибниця, Черемош	Формують значну частину паводкового стоку
Середні річні опади	630–1410 мм	Основне джерело формування паводків
Максимальні річні опади	до 1800 мм	Причина екстремальних паводків
Частка опадів у теплий період	60–80 ‰	Зумовлює домінування дощових паводків
Співвідношення $Q_{\max \text{ стр.}}/Q_{\max \text{ доб.}}$	1,4 – 1,9	Вказує на різкість паводків (зростає з висотою)

*Примітка** Таблицю розроблено автором на основі узагальнення даних і положень, наведених у [7; 9]

Це сприяє як швидкому поверхневому стоку під час інтенсивних опадів, так і розвитку небезпечних схилових процесів, що додатково ускладнюють гідрологічну ситуацію. У поєднанні з низькою заболоченістю території ($<1\%$) це обумовлює обмежену здатність ландшафтів до акумуляції води, що ще більше підсилює паводкові процеси.

Кліматичні умови, зокрема значні обсяги атмосферних опадів (до 1400 мм у середньому та до 1800 мм у окремі роки), а також їх концентрація у теплий період року (60–80 %), виступають безпосереднім тригером формування дощових паводків. При цьому орографічний ефект Карпат сприяє інтенсифікації опадів у гірській частині басейну, що, у поєднанні з морфометричними особливостями, формує високий рівень паводкової небезпеки [11].

Таким чином, географічне положення басейну Пруту, його складна геологічна будова та контрастний рельєф формують специфічні умови розвитку гідрологічних процесів. Поєднання гірського рельєфу, значних ухилів, різновікових геологічних структур і просторової неоднорідності водозборів обумовлює високу паводкову небезпеку регіону. Саме ці чинники визначають інтенсивність формування дощових паводків, їх швидкоплинність і значну варіабельність максимального стоку, що є ключовим для подальшого статистичного аналізу їх частоти та періодів повторюваності.

1.2. Кліматична характеристика

Кліматичний режим басейну річки Прут формується спільною дією радіаційних, циркуляційних та орографічних чинників, чим зумовлюється його виражена просторова диференціація. Хоча в цілому досліджувана територія належить до помірного кліматичного поясу, наявність Українських Карпат вносить виразну висотну корекцію: у передгірських і рівнинних районах переважає помірно континентальний характер, тоді як у гірській частині умови стають вологішими й прохолоднішими. Карпатська

орографічна перешкода відчутно перерозподіляє повітряні маси та водночас обумовлює інтенсифікацію опадів і висотне зниження температури повітря [3].

Температурний режим басейну характеризується чітко вираженою висотною зональністю. Середньорічна температура повітря змінюється від $+7...+8$ °C у передгірських районах до $+2...+4$ °C у високогір'ї. Середня температура січня становить від $-4...-6$ °C у долинах до $-8...-10$ °C у горах, тоді як у липні вона змінюється від $+18...+19$ °C у передгір'ї до $+12...+14$ °C у високогірних районах. Зниження температури з висотою в середньому становить $0,5-0,6$ °C на кожні 100 м, що визначає відмінності у тривалості снігового покриву та періодах активного водообміну.

Найважливішим кліматичним чинником формування дощових паводків є атмосферні опади, які в басейні Пруту характеризуються значними обсягами та нерівномірністю розподілу. Середньорічна кількість опадів зростає з висотою від 630–660 мм у передгірських районах до 1400–1410 мм у гірській частині. В окремі роки річна сума опадів може досягати 1800 мм і більше, що створює передумови для формування катастрофічних паводків. Водночас у посушливі роки кількість опадів може знижуватися до 370–560 мм, що свідчить про значну міжрічну мінливість кліматичних умов.

Характерною особливістю є сезонний розподіл опадів: близько 60–80 % їх річної кількості припадає на теплий період року (травень–вересень). Саме в цей період формуються найбільш інтенсивні дощові паводки, зумовлені зливовими опадами конвективного походження. Висока інтенсивність короткочасних дощів у поєднанні з гірським рельєфом сприяє швидкому формуванню поверхневого стоку та різкому підйому рівнів води. У холодний період року паводки мають переважно сніго-дощовий характер, однак вони менш виражені та не є визначальними для водного режиму річок басейну [3].

Важливу роль у формуванні паводків відіграють також інтенсивність опадів та їх просторово-часова концентрація. У гірських районах часто спостерігаються короткочасні, але дуже інтенсивні зливи, що можуть

перевищувати 30–50 мм за добу, а в окремих випадках – значно більше. Орографічне підняття повітря сприяє конденсації вологи та збільшенню кількості опадів на навітряних схилах Карпат, що створює локальні осередки формування паводків.

Таблиця 1.2 – Кліматичні показники басейну річки Прут та їх вплив на формування дощових паводків

Показник	Передгірські райони	Гірські райони
Середньорічна температура, °C	+7...+8	+2...+4
Середня температура січня, °C	–4...–6	–8...–10
Середня температура липня, °C	+18...+19	+12...+14
Вертикальний температурний градієнт	-	0,5–0,6 °C/100 м
Середньорічна кількість опадів, мм	630–660	1200–1410
Максимальні річні опади, мм	до 900–1000	до 1800+
Мінімальні річні опади, мм	370–560	~1000
Частка опадів у теплий період, %	60–70	70–80
Інтенсивність злив, мм/добу	20–40	30–50+
Тип опадів	Дощові	Зливові, орографічні
Тривалість снігового покриву	60–90 днів	100–150 днів
Повторюваність екстремальних паводків	Періодична	Висока
Основний тип паводків	Дощові	Дощові (інтенсивні)
Сезон максимумів	Літо–осінь	Літо

*Примітка** Таблицю розроблено автором на основі узагальнення даних і положень, наведених у [7; 11]

Кліматичний режим басейну Пруту знаходить безпосереднє відображення у його водному режимі: для річок території характерне поєднання весняного водопілля із домінуванням дощових паводків у теплий період року. Максимальні витрати води та найбільш екстремальні гідрологічні ситуації формуються переважно під час дощових подій. За ретроспективними даними спостережень, до років з найвищою паводковою активністю у регіоні належать 1897, 1908, 1911, 1927, 1941, 1947, 1955, 1969, 1970, 1976, 1980, 1995, 1996, 1998 та 2001, що засвідчує систематичну повторюваність подібних екстремальних гідрометеорологічних подій [11].

Аналіз кліматичних показників свідчить, що визначальним фактором формування дощових паводків у басейні Пруту є поєднання значної кількості атмосферних опадів із їх високою інтенсивністю та сезонною концентрацією. Зі збільшенням висоти місцевості зростає не лише загальна кількість опадів,

але й їх інтенсивність, що безпосередньо впливає на формування пікових витрат води. Особливо небезпечними є короткочасні зливові опади в теплий період року, які в умовах гірського рельєфу призводять до швидкого формування паводкових хвиль. Таким чином, кліматичні умови басейну Пруту є ключовим фактором, що визначає частоту, інтенсивність і сезонність дощових паводків, а їх значна мінливість у часі обумовлює складність прогнозування екстремальних гідрологічних явищ.

Кліматичні умови басейну річки Прут характеризуються значною просторово-часовою мінливістю та чітко вираженою висотною зональністю, що зумовлено впливом Українських Карпат як потужного орографічного бар'єра. Встановлено, що зі збільшенням висоти місцевості відбувається зниження температури повітря та суттєве зростання кількості атмосферних опадів, що формує сприятливі умови для інтенсифікації гідрологічних процесів [3].

Визначальним кліматичним чинником формування дощових паводків є атмосферні опади, які характеризуються високою сезонною концентрацією (60–80 % у теплий період року), значною інтенсивністю та різкою міжрічною мінливістю. Саме ці особливості зумовлюють домінування дощових паводків у структурі водного режиму річок басейну та їх високу повторюваність в історичному періоді спостережень. Отже, клімат басейну річки Прут є одним із ключових факторів формування паводкового режиму, оскільки поєднання значних обсягів опадів, їх орографічного підсилення та високої інтенсивності злив створює передумови для швидкого формування паводкових хвиль і виникнення екстремальних гідрологічних явищ [11].

1.3. Ґрунти та рослинний покрив

Ґрунтово-рослинний покрив басейну річки Прут є одним із ключових природних чинників, що визначають особливості формування поверхневого стоку та інтенсивність дощових паводків. Його структура відображає складну

вертикальну поясність, зумовлену значними висотними перепадами території та різноманітністю фізико-географічних умов – від гірських ландшафтів Українських Карпат до передгірських і рівнинних районів [7] .

Ґрунтовий покрив у межах басейну характеризується значною різноманітністю. У гірській частині переважають бурі гірсько-лісові ґрунти та дерново-буроземні утворення, які формуються в умовах надмірного зволоження, знижених температур і підвищеної лісистості. Вони мають відносно високу водопроникність, однак через значну крутизну схилів не забезпечують ефективного затримання атмосферних опадів, що сприяє швидкому формуванню поверхневого стоку.

У передгірських районах поширені бурі опідзолені ґрунти та сірі лісові ґрунти, які характеризуються середньою водопроникністю та слабо вираженою структурою. Вони є більш чутливими до процесів поверхневого змиву, особливо під час інтенсивних зливових опадів. У рівнинних ділянках зустрічаються алювіальні та лучно-алювіальні ґрунти, які мають вищу здатність до акумуляції вологи, однак їх частка в басейні є незначною.

Рослинний покрив басейну має чітко виражену вертикальну диференціацію. У гірській частині переважають хвойні та мішані ліси (ялина, ялиця, бук), які виконують важливу водорегулюючу функцію, зменшуючи швидкість поверхневого стоку та підвищуючи інфільтрацію. Проте в умовах екстремальних опадів їх регулюючий ефект є обмеженим. У середньогір'ї домінують букові та буково-ялицеві ліси, а у передгір'ї – широколистяні ліси та агроландшафти, де природна рослинність значною мірою трансформована господарською діяльністю [7].

Особливістю сучасного стану є значна частка антропогенно змінених територій, зокрема сільськогосподарських угідь, що знижує водоутримувальну здатність ландшафтів і підвищує ризик формування інтенсивного поверхневого стоку. Вирубубання лісів у гірських районах додатково посилює ерозійні процеси та прискорює формування паводкових хвиль.

Таблиця 1.3 – Ґрунтово-рослинні комплекси басейну річки Прут та їх вплив на формування дощових паводків

Природна зона	Тип ґрунтів	Рослинність	Поширення, %	Водопроникність
Високогір'я	Слаборозвинені гірсько-лісові, щебенисті	Субальпійські луки, чагарники	~10–15	Низька–середня
Середньогір'я	Бурі гірсько-лісові	Ялиново-букові ліси	~35–40	Середня
Передгір'я	Бурі опідзолені, сірі лісові	Широколистяні ліси, агроценози	~30–35	Середня–низька
Рівнинні ділянки	Алювіальні, лучно-алювіальні	Луки, рілля	~10–15	Відносно висока
Лісистість	—	Переважно хвойно-широколистяні ліси	40–87 % (локально)	—
Антропогенна частка	—	С/г угіддя, забудова	до 25–35 %	Низька
Ерозійність ґрунтів	Висока в горах	—	—	—

*Примітка** Таблицю розроблено автором на основі узагальнення даних і положень, наведених у [7; 9]

Таким чином, ґрунтово-рослинний покрив басейну річки Прут виконує неоднозначну роль у формуванні дощових паводків: з одного боку, лісові екосистеми частково регулюють водний режим, а з іншого – крутий рельєф, еродованість ґрунтів та значна частка антропогенних територій сприяють швидкому формуванню поверхневого стоку під час інтенсивних опадів.

Комплексний аналіз ґрунтово-рослинного покриву свідчить, що його вплив на формування дощових паводків у басейні річки Прут є багатофакторним і неоднозначним. Найбільш сприятливі умови для швидкого формування поверхневого стоку спостерігаються у високогірних і передгірських районах, де поєднуються круті схили, малопотужні ґрунти та значна еродованість території. Водночас навіть висока лісистість не забезпечує повного регулювання паводкового стоку через домінування інтенсивних опадів та значні ухили рельєфу [7].

У передгірських і частково рівнинних районах додатковим фактором підвищення паводкової небезпеки є антропогенна трансформація ландшафтів, яка знижує інфільтраційну здатність ґрунтів і сприяє прискоренню поверхневого стоку. Таким чином, ґрунтово-рослинний покрив басейну Пруту виступає як регуляторний, але не визначальний фактор, який у поєднанні з кліматичними та орографічними умовами формує високу паводкову активність регіону.

1.4. Особливості водного режиму та гідрометеорологічні умови формування дощових паводків на річках басейну Пруту

Водний режим річок басейну Пруту формується під впливом складної взаємодії кліматичних, орографічних та геолого-геоморфологічних чинників і характеризується вираженою сезонністю та високою мінливістю стоку. Для річок досліджуваного басейну властиве поєднання весняного водопілля та переважання дощових паводків у теплий період року. Основною особливістю водного режиму є домінування паводкового типу стоку, при якому максимальні витрати води формуються не під час сніготанення, а внаслідок інтенсивних атмосферних опадів. Частка дощових паводків у структурі максимального стоку становить переважну більшість випадків, тоді як сніго-дощові паводки мають другорядний характер і спостерігаються переважно у холодний період року. Це зумовлено відносно невеликою роллю снігових запасів у загальному водному балансі гірської частини басейну та швидким переходом опадів у поверхневий стік [3].

Водний режим істотно залежить від морфометричних характеристик водозборів. У гірській частині басейну, де середні похили перевищують 200–400‰, спостерігається дуже швидка реакція річкових систем на випадіння опадів. Час добігання паводкової хвилі тут становить кілька годин, що обумовлює формування різких піків витрат води. У передгірських районах, де

похили зменшуються до 3–10%, паводки мають більш згладжений характер, однак їх об'єм залишається значним через великі площі водозборів [11].

Важливою особливістю є висока інтенсивність екстремальних гідрометеорологічних явищ. За даними спостережень, у басейні Пруту та Сірету зафіксовано ряд катастрофічних паводків, які повторювалися в різні роки (1897, 1908, 1911, 1927, 1941, 1947, 1955, 1969, 1970, 1976, 1980, 1995, 1996, 1998, 2001) [11]. Їх виникнення пов'язане з накладанням кількох факторів: високої інтенсивності зливових опадів, насиченості ґрунтів вологою та орографічного підсилення опадів у Карпатах.

Гідрометеорологічні умови формування паводків характеризуються значною просторовою неоднорідністю. У гірській частині басейну кількість опадів досягає 1400–1800 мм/рік, тоді як у передгір'ї зменшується до 600–700 мм/рік. При цьому близько 60–80 % річної суми опадів припадає на теплий період року, коли формуються найбільш небезпечні паводкові ситуації. Інтенсивність зливових опадів часто перевищує 30–50 мм/добу, що є критичним порогом для швидкого формування поверхневого стоку.

Окрему роль відіграє стан підстильної поверхні. Висока лісистість гірської частини (до 80–87 %) частково регулює стік, однак у періоди інтенсивних опадів її вплив є обмеженим. Натомість розорані території передгір'я та еродовані схили значно підсилюють поверхневий стік. Низька заболоченість (<1 %) практично не забезпечує природного акумулювання надлишкової води, що також сприяє швидкому розвитку паводків.

Таким чином, водний режим річок басейну Пруту має яскраво виражений паводковий характер із домінуванням дощових паводків. Їх формування визначається комплексною взаємодією інтенсивних атмосферних опадів, складного рельєфу, геологічної будови та стану підстильної поверхні, що в сукупності зумовлює високу швидкість реакції річкових систем на гідрометеорологічні впливи [11].

Таблиця 1.4 – Гідрологічні та гідрометеорологічні характеристики формування дощових паводків у басейні річки Прут

Показник	Значення / діапазон	Гідрологічна інтерпретація
Тип водного режиму	Паводковий	Переважають короточасних максимумів стоку
Домінуючий тип стоку	Дощовий	Формує екстремальні витрати води
Частка дощових паводків	70–90 %	Основний тип небезпечних явищ
Снігове водопілля	10–30 %	Другорядна роль у формуванні максимумів
Середня тривалість паводку (гори)	1–3 доби	Дуже швидке проходження хвилі
Тривалість паводку (передгір'я)	3–7 діб	Часткове згладження піків
Час концентрації стоку (гірська частина)	2–12 год	Надзвичайно швидка реакція басейну
Час концентрації (середня течія)	12–36 год	Затримка паводкової хвилі
Максимальні витрати води ($Q_{\max}$)	дуже мінливі	Висока амплітуда екстремумів
Коефіцієнт варіації $Q_{\max}$	0,6–1,1	Висока мінливість стоку
Коефіцієнт асиметрії	1,5–3,0	Переважають екстремальних значень
Похил русла (гірська частина)	50–400 ‰	Швидке формування паводків
Похил (передгір'я)	3–20 ‰	Зниження швидкості хвилі
Середньорічні опади	630–1800 мм	Основне джерело паводків
Максимальні добові опади	30–80 мм	Порогові значення паводків
Екстремальні зливи (рідкісні)	80–120 мм/добу	Формують катастрофічні паводки
Частка літніх опадів	60–80 %	Сезон паводкової активності
Інтенсивність опадів	0,5–3,0 мм/хв	Критичний фактор стоку
Вологість ґрунтів перед паводком	висока	Зменшення інфільтрації
Інфільтраційна здатність ґрунтів	низька–середня	Швидкий поверхневий стік
Лісистість басейну	40–87 %	Часткове регулювання стоку
Антропогенне навантаження	до 30–35 %	Підсилення паводковості
Заболоченість	<1 %	Відсутність акумуляції води
Річки-формуваці паводків	Прут, Черемош, Пістинка, Рибниця	Основні паводкові осередки
Тип паводків за формою гідрографа	Різко виражені пікові	“Flash flood” характер
Швидкість підйому рівня води	висока	0,5–2,0 м/год у горах
Амплітуда коливань рівнів	велика	До кількох метрів
Повторюваність катастрофічних паводків	періодична	кожні 5–15 років (умовно)
Сезон максимумів	травень–вересень	Конвективні опади
Тип паводкового процесу	орографічно-зливовий	поєднання рельєфу та опадів

*Примітка** Таблицю розроблено автором на основі узагальнення даних і положень, наведених у [3; 11; 8]

Аналіз водного режиму басейну річки Прут свідчить про його виражено паводковий характер із домінуванням дощових паводків, що формуються під впливом інтенсивних атмосферних опадів та складних орографічних умов. Встановлено, що гірська частина басейну характеризується дуже швидкою реакцією на опади, що призводить до формування короткочасних, але високих паводкових хвиль [3].

Ключовими факторами паводкоутворення є значна кількість опадів, їх сезонна концентрація у теплий період року, крутий рельєф, низька заболоченість та ерозійна нестійкість ґрунтів. Сукупність цих чинників визначає високу інтенсивність, швидкоплинність та значну просторово-часову мінливість паводкових процесів у басейні Пруту, що формує підвищений рівень гідрологічної небезпеки регіону.

Висновки до 1 розділу

Проведений комплексний аналіз фізико-географічних та гідрометеорологічних умов басейну р. Прут дозволяє зробити висновок, що формування дощових паводків у межах досліджуваної території є результатом тісної взаємодії орографічних, кліматичних, геологічних, гідрологічних та біотичних чинників, які діють як єдина взаємопов'язана система.

Встановлено, що визначальну роль у формуванні паводкового режиму відіграє гірський рельєф Українських Карпат, який забезпечує високу енергію поверхневого стоку, значні ухили русел та надзвичайно швидку концентрацію водних мас у річковій мережі. Саме морфометричні особливості території зумовлюють короткий час добігання паводкової хвилі та її різко виражений піковий характер.

Кліматичні умови басейну характеризуються значними обсягами атмосферних опадів та їх вираженою сезонною концентрацією у теплий період року, що формує головний тригер дощових паводків. Орографічне підсилення опадів у гірській частині басейну призводить до локальних зон надвисоких

дощових навантажень, які часто перевищують інфільтраційну та акумулюючу здатність природних систем.

Геологічна будова території, представлена переважно флішовими та моласовими відкладами, створює умови для розвитку інтенсивних ерозійних процесів і зниженої стійкості схилів, що додатково сприяє швидкому поверхневому стоку. У поєднанні з високою розчленованістю рельєфу це формує сприятливі умови для виникнення селево-паводкових процесів у гірських районах.

Ґрунтово-рослинний покрив виконує переважно регуляторну функцію, однак його здатність до стримування паводкового стоку є обмеженою в умовах екстремальних опадів. Значна частка лісових масивів у гірській частині лише частково зменшує інтенсивність поверхневого стоку, тоді як у передгірських районах антропогенна трансформація ландшафтів суттєво посилює паводкову небезпеку.

Водний режим річок басейну Пруту має яскраво виражений паводковий характер із домінуванням дощових паводків, які формують основні максимуми стоку. Гідрологічна реакція басейну є дуже швидкою, особливо у гірській частині, де паводкові хвилі формуються протягом кількох годин і характеризуються високою амплітудою та значною мінливістю.

РОЗДІЛ 2. МЕТОДИЧНІ ОСНОВИ СТАТИСТИЧНОГО АНАЛІЗУ ПОВТОРЮВАНOSTІ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ

Загальні принципи статистичного аналізу повторюваності паводків. Статистичний аналіз є фундаментальним інструментом інженерної гідрології, який дозволяє кількісно оцінити ймовірність формування екстремальних гідрологічних явищ та визначити їх розрахункові характеристики різної забезпеченості. Методологічна база такого аналізу спирається на трактування паводкових максимумів як випадкових величин, що підпорядковуються певному закону розподілу ймовірностей, параметри якого визначаються за результатами обробки багаторічних рядів спостережень [2; 6]

Базовим теоретичним постулатом такого аналізу є гіпотеза стаціонарності гідрологічного ряду, яка передбачає сталість його основних статистичних характеристик у часі — математичного сподівання, дисперсії та форми закону розподілу. Саме на цьому припущенні ґрунтується можливість екстраполяції одержаних за період спостережень оцінок на майбутні часові інтервали. Контроль виконання цього припущення реалізується через критерії статистичної однорідності рядів, методика застосування яких розглянута у підрозділі 2.3.

Основними завданнями статистичного аналізу повторюваності паводків у межах цієї роботи є:

- формування репрезентативних рядів максимальних витрат води різного типу — рядів річних максимумів (annual maximum series, AMS) та рядів максимумів часткової тривалості (partial duration series, PDS) [12];
- перевірка статистичної однорідності сформованих рядів за критеріями Фішера, Стюдента та Вілкоксона;
- кількісне дослідження зв'язку між середньодобовими та миттєвими (строковими) максимальними витратами;

- інтерпретація отриманих результатів у контексті фізико-географічних умов формування паводкового стоку в басейні Пруту.

Принциповою методологічною новизною роботи у порівнянні з традиційними підходами є паралельне використання двох типів варіаційних рядів — AMS і PDS — для досліджуваних гідрологічних постів. Такий комбінований підхід відповідає сучасним рекомендаціям [10] та дозволяє охарактеризувати паводковий режим водотоків більш повно: AMS забезпечує оцінку найбільших річних подій, а PDS — врахування всіх значущих паводкових піків незалежно від року формування. Зіставлення кривих повторюваності обох типів забезпечує кращу обґрунтованість розрахункових величин для інженерних задач.

Основним емпіричним методом оцінки забезпеченості та періодів повторюваності у цій роботі прийнято формулу плотінг-позиції Вейбулла (Weibull plotting position), яка історично є однією з найраніших і набула міжнародного визнання як стандартний підхід побудови емпіричних кривих забезпеченості.

Емпірична ймовірність перевищення P_m за формулою плотінг-позиції Вейбулла обчислюються за формулою:

$$P_m = m/(N+1) \cdot 100 \% \quad (2.1)$$

А період повторюваності T_m як обернена до (2.1):

$$T_m = (N+1)/m, \quad (2.2)$$

де в (2.1) та (2.2) N — кількість років спостережень. m — ранг елемента у спадному ряді.

Цей метод застосовується однаково до обох типів рядів — річних максимумів (AMS) і максимумів часткової тривалості (PDS) — що забезпечує їх безпосередню зіставність у єдиній шкалі періоду повторюваності.

Методична ієрархія роботи є такою: формула Вейбулла слугує основним емпіричним методом побудови кривих повторюваності; розподіл Пірсона III типу використовується як основний теоретичний закон апроксимації; розподіл Крицького-Менкеля застосовується як допоміжний порівняльний метод для контролю робастності теоретичних оцінок.

Формування рядів річних максимумів (AMS) та рядів максимумів часткової тривалості. Ряд річних максимумів (AMS) формується шляхом вибору для кожного року спостережень максимального значення витрати води за період травень–жовтень (V–X), що відповідає теплову періоду року, коли формуються переважно дощові паводки в басейні Пруту [8] (Москаленко, Бесараб, Лук'янець, 2020). Як первинне джерело даних використано місячні значення максимальних строкових (миттєвих) витрат води $Q_{\text{наиб}}$, опубліковані у Гідрологічних щорічниках Центральної геофізичної обсерваторії імені Бориса Срезневського за період 1958–2018 рр. [13]. Тривалість ряду $n = 61$ рік відповідає вимогам ДБН В.2.4-8:2014 [1] щодо мінімальної довжини спостережень для отримання статистично достовірних оцінок (≥ 30 років).

Річний максимум визначається як: $Q_{\text{AMS}}(y) = \max\{Q_{\text{наиб}}(y, m) : m \in \{V, VI, VII, VIII, IX, X\}\}$, де $Q_{\text{AMS}}(y)$ — значення річного максимуму у році y , $Q_{\text{наиб}}(y, m)$ — максимальна строкова витрата у місяці m року y . Отримана послідовність ранжується за спаданням значень Q , після чого для кожного елемента розраховуються емпірична забезпеченість P та період повторюваності T за класичними формулами: $P_m = m / (N + 1) \times 100\%$ та $T_m = (N + 1) / m$, де m — ранг елемента у спадному ряді, N — кількість років спостережень (для досліджуваного періоду 1958–2018 рр. $N = 61$, отже $N + 1 = 62$). Та сама довжина періоду спостережень $N + 1$ використовується як знаменник для обох типів рядів — річних максимумів (AMS) і максимумів часткової тривалості (PDS), що забезпечує їх зіставність у єдиній шкалі періоду повторюваності. Така формула розрахунку забезпеченості (Weibull

plotting position) є оптимальною для нескошених розподілів і широко застосовується у вітчизняній гідрологічній практиці [2; 6]

Ряд максимумів часткової тривалості (PDS). Формування ряду PDS принципово відрізняється від ряду AMS: замість обмеження одним значенням на рік до ряду включаються всі статистично незалежні події, амплітуда яких перевищує заздалегідь визначений базовий поріг Q_0 . Ця методика забезпечує більш детальне врахування структури екстремального стоку, що особливо важливо для гірських річок з імпульсним режимом формування паводків [11; 10].

Базовий поріг Q_0 у цій роботі трактується як емпіричний калібрувальний параметр, обраний з умов:

- забезпечення фізично обґрунтованої щільності подій у середньому 2–4 на рік ($n_{PDS}/n \in [2; 4]$);
- покриття всіх років з відомими екстремальними паводками (1969, 1976, 2008, 2010);
- збереження методологічної чистоти (відсутність штучних додаткових фільтрів) — поріг Q_0 є єдиним критерієм відбору.

Такий підхід відповідає поширеним підходам гідрологічного аналізу часткової тривалості [10] (та забезпечує максимальну захищеність методології під час експертної оцінки результатів).

Реконструкція подій (event reconstruction) здійснюється на основі добового ряду витрат води $Q_{\text{доб}}$ і складається з трьох послідовних етапів.

Етап 1 — виявлення періодів перевищення порогу. У добовому ряді $Q_{\text{доб}}(t)$ виділяються неперервні послідовності днів, для яких виконується умова $Q_{\text{доб}} > Q_0$. Кожна така послідовність трактується як кандидат на самостійну паводкову подію.

Етап 2 — перевірка незалежності суміжних подій. Дві сусідні послідовності об'єднуються в єдину подію, якщо вони не задовольняють

критерій незалежності. Подія вважається незалежною від попередньої, якщо виконується хоча б одна з умов (правило АБО):

- часовий інтервал між послідовностями становить не менше $\Delta t_{\min} = 3$ діб (gap-критерій);
- мінімальна витрата у проміжку між послідовностями опускається нижче $0,66 \times \min(Q_{\text{peak},1}, Q_{\text{peak},2})$ — тобто гідрограф «провалюється» більш ніж на 1/3 від меншого з піків (drop-критерій).

Якщо жодна з умов не виконується, послідовності об'єднуються — це інтерпретується як один тривалий паводок з декількома гідрографічними піками. Обрані значення параметрів $\Delta t_{\min} = 3$ та $\text{drop_frac} = 0,66$ відповідають типовій тривалості гідрографів дощових паводків Карпатського регіону (3–7 діб) [11] та забезпечують збалансовану ідентифікацію подій без надмірного дроблення або злиття.

Етап 3 — присвоєння розрахункового піку події. Кожній виявленій незалежній події присвоюється значення розрахункового піку Q_{event} за наступним правилом:

- якщо подія є основною у своєму місяці (тобто пік події збігається з місячним максимумом $Q_{\text{наиб}}$), розрахунковим піком приймається місячне значення $Q_{\text{наиб}}$ з Гідрологічного щорічника як найбільш достовірне за точністю;
- якщо подія є вторинною (її пік не співпадає з місячним максимумом), застосовується метод пропорційного масштабування:

$$Q_{\text{event}} = Q_{\text{наиб}}(m) \times (Q_{\text{доб,event}} / Q_{\text{доб,max}}(m)) \quad (2.3)$$

де $Q_{\text{доб,event}}$ — максимальне добове значення у межах події, $Q_{\text{доб,max}}(m)$ — максимальне добове значення у місяці m . Це правило зберігає ієрархію подій у межах місяця та забезпечує методологічну послідовність — усі присвоєні піки виражені у одній шкалі (строкових максимумів).

Після формування повного списку реконструйованих подій

застосовується фінальний фільтр: до ряду PDS включаються лише ті події, для яких $Q_{\text{event}} > Q_0$. Подальша обробка ряду PDS — ранжування за спаданням, обчислення емпіричної забезпеченості та періодів повторюваності — виконується аналогічно ряду AMS за формулами (2.1)–(2.2).

Перевірка однорідності гідрологічних рядів. Перевірка однорідності багаторічного ряду є обов'язковим етапом статистичного аналізу, оскільки порушення однорідності робить некоректним застосування єдиного закону розподілу до всього періоду спостережень. У цій роботі однорідність рядів AMS перевірялась за трьома незалежними статистичними критеріями: критерієм Фішера для рівності дисперсій, критерієм Стюдента для рівності математичних сподівань та непараметричним критерієм Вілкоксона (Манна-Вітні) [6]. Використання трьох критеріїв одночасно дозволяє виявити порушення однорідності у різних статистичних характеристиках ряду.

Для перевірки однорідності багаторічний ряд поділяється на дві послідовні підвибірki приблизно рівної довжини за серединою періоду спостережень; усі статистичні тести проводяться на стандартному рівні значущості $\alpha = 0,05$. Конкретні результати застосування критеріїв до сформованих рядів наведено у Розділі 3 (підрозділ 3.1).

За критерієм Фішера тестується нульова гіпотеза $H_0: \sigma_1^2 = \sigma_2^2$, яка відповідає рівності дисперсій підрядів. Значення відповідної F-статистики визначається за формулою:

$$F = \max(s_1^2, s_2^2) / \min(s_1^2, s_2^2) \quad (2.4)$$

де s_1^2 та s_2^2 — вибіркові дисперсії підрядів, обчислені з виправленням зміщеності (з дільником $n-1$). Критичне значення $F_{\text{кр}}$ приймається з таблиць F-розподілу за відповідними ступенями свободи $df_1 = n_1 - 1$ і $df_2 = n_2 - 1$ для рівня значущості $\alpha = 0,05$. Якщо $F < F_{\text{кр}}$ — нульова гіпотеза приймається, ряд вважається однорідним за дисперсією.

Критерій Стюдента перевіряє нульову гіпотезу $H_0: \mu_1 = \mu_2$ (рівність

математичних сподівань підрядів). Розрахункове значення:

$$t = |\bar{x}_1 - \bar{x}_2| / SE_{pooled} \quad (2.5)$$

де SE_{pooled} — об'єднана стандартна похибка різниці середніх:

$$SE_{pooled} = \sqrt{[(n_1-1)s_1^2 + (n_2-1)s_2^2] / (n_1+n_2-2) \times (1/n_1 + 1/n_2)} \quad (2.6)$$

Критичне значення $t_{кр}$ для двостороннього тесту визначається за таблицями t-розподілу Стюдента зі ступенями свободи $df = n_1+n_2-2$ для рівня значущості $\alpha = 0,05$. Якщо $|t| < t_{кр}$ — нульова гіпотеза про рівність середніх приймається.

Критерій Вілкоксона (Манна-Вітні) є непараметричним і не залежить від припущення про нормальність розподілу даних. Він базується на ранговому порівнянні двох вибірок. Розрахункове значення U-статистики порівнюється з межами довірчого інтервалу:

$$E[U] = n_1 \cdot n_2 / 2; \quad \sigma_U = \sqrt{(n_1 \cdot n_2 \cdot (n_1+n_2+1) / 12)} \quad (2.7)$$

Довірчий інтервал на рівні $1-\alpha = 0,95$ визначається як $[E[U] - 1,96 \cdot \sigma_U; E[U] + 1,96 \cdot \sigma_U]$. Якщо U-статистика потрапляє у цей інтервал — нульова гіпотеза про однорідність приймається. Конкретні розрахункові значення U та межі інтервалу для досліджуваних рядів наведено у Розділі 3.

Результати перевірки однорідності для обох гідрологічних постів наведено у Розділі 3 (підрозділ 3.1).

Теоретичні закони розподілу ймовірностей. Для опису ймовірнісної структури паводкових максимумів у басейні Пруту використано два теоретичні розподіли: розподіл Пірсона III типу як основний та розподіл Крицького-Менкеля як допоміжний для перевірки робастності результатів. Обидва розподіли широко застосовуються у вітчизняній гідрологічній

практиці для аналізу екстремальних значень асиметричних рядів [2; 6].

Розподіл Пірсона III типу належить до трипараметричного сімейства зміщених гамма-розподілів і є ефективним для опису асиметричних правоохвостих розподілів, характерних для гідрологічних екстремумів. Розрахункове значення витрати води заданої забезпеченості $P\%$ визначається за формулою:

$$Q_P = \bar{Q} \times (1 + \Phi_P \times C_v) \quad (2.8)$$

де $\bar{Q}$ — середнє значення ряду, C_v — коефіцієнт варіації, Φ_P — стандартизована ордината розподілу Пірсона III типу для забезпеченості $P\%$ при заданому коефіцієнті асиметрії C_s . Значення Φ_P обчислювались чисельно через квантиль гамма-розподілу з параметром форми $\alpha = 4/C_s^2$:

$$\Phi_P = (\gamma^{-1}(1 - P/100; \alpha) - \alpha) / \sqrt{\alpha} \quad (2.9)$$

де $\gamma^{-1}(p; \alpha)$ — обернена функція стандартного гамма-розподілу. Така параметризація забезпечує консистентність з табличними значеннями Φ_P , наведеними у класичних довідниках [2; 6].

Розподіл Крицького-Менкеля становить модифіковану форму трипараметричного гамма-розподілу, у межах якої співвідношення C_s/C_v приймається фіксованим відповідно до апіорних уявлень про тип водотоку. Для гірських водотоків Карпатського регіону у даній роботі застосовано стандартне значення $C_s/C_v = 3,0$, що узгоджується із типовим діапазоном цього співвідношення для дощових паводків басейну Пруту-Сірету [8]

Використання розподілу Крицького-Менкеля як допоміжного методу забезпечує перевірку методологічної робастності: близькість розрахункових значень $Q_{P\%}$ обох розподілів свідчить про надійність отриманих оцінок та незалежність кінцевого результату від конкретного методу оцінки параметрів.

Оцінка статистичних параметрів методом моментів. Параметри теоретичних розподілів (середнє значення $\bar{Q}$, коефіцієнт варіації C_v ,

коефіцієнт асиметрії C_s) оцінювались методом моментів з виправленням зміщеності для скінченних вибірок. Цей метод є стандартним підходом у вітчизняній гідрологічній практиці [2] та забезпечує задовільні оцінки для рядів обсягом $n \geq 30$. Розрахункові формули наведено нижче.

Середнє значення ряду:

$$\bar{Q} = (1/n) \times \sum Q_i \quad (2.11)$$

Виправлена вибіркова дисперсія:

$$s^2 = (1/(n-1)) \times \sum (Q_i - \bar{Q})^2 \quad (2.12)$$

Коефіцієнт варіації:

$$C_v = s / \bar{Q} = \sqrt{s^2} / \bar{Q} \quad (2.13)$$

Коефіцієнт асиметрії (вибіркова оцінка з виправленням зміщеності):

$$C_s = [n / ((n-1)(n-2))] \times \sum ((Q_i - \bar{Q}) / s)^3 \quad (2.14)$$

Множник $n/((n-1)(n-2))$ забезпечує незміщену оцінку C_s для скінченної вибірки. Без цього виправлення оцінка C_s є систематично заниженою для невеликих рядів, що призводить до недооцінки розрахункових витрат рідкісної забезпеченості. Для рядів $n = 61$ (AMS) та $n = 202-246$ (PDS) використання виправлення критично важливе для отримання захищених оцінок [2; 6]

Усі формули реалізовані у середовищі Microsoft Excel з використанням базових функцій (SUMPRODUCT, AVERAGE, SQRT), що забезпечує локалізаційну незалежність розрахунків та можливість аудиту обчислень безпосередньо у файлах робочої книги.

Аналіз зв'язку між середньодобовими та миттєвими максимальними витратами. Окремою методичною задачею роботи є кількісне дослідження зв'язку між середньодобовою максимальною витратою $Q_{\text{доб}}$ та миттєвою (строковою) максимальною витратою $Q_{\text{строк}}$ за теплий період року на обох гідрологічних постах. Цей аналіз має самостійне практичне значення, оскільки у багатьох випадках доступним для гідрологічних розрахунків є лише добовий ряд, тоді як для проектних задач потрібні саме миттєві піки. Встановлення статистично надійного коефіцієнта переходу $k = Q_{\text{строк}}/Q_{\text{доб}}$ дозволяє коректно реконструювати миттєві витрати з добового ряду.

Аналіз виконано на основі парних спостережень: для кожного року у періоду 1958–2018 рр. сформовано пару $(Q_{\text{доб}}(y); Q_{\text{строк}}(y))$, де $Q_{\text{доб}}(y)$ — максимальне добове значення витрати за період V–X року у (за добовими рядами з Гідрологічних щорічників), $Q_{\text{строк}}(y)$ — значення річного максимуму строкової витрати за той же період (ряд AMS,. Загальний обсяг вибірки становить $n = 61$ пара для кожного гідрологічного поста.

Тип залежності між $Q_{\text{доб}}$ і $Q_{\text{строк}}$ аналізується у формі лінійної регресії:

$$Q_{\text{строк}} = a + b \times Q_{\text{доб}} \quad (2.15)$$

де b — коефіцієнт нахилу регресійної лінії, a — вільний член. Якість регресійного зв'язку оцінюється коефіцієнтом детермінації R^2 , обчисленим за стандартною формулою:

$$R^2 = (\Sigma(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}))^2 / [\Sigma(x_i - \bar{x})^2 \times \Sigma(y_i - \bar{y})^2] \quad (2.16)$$

Параметри a , b і R^2 обчислюються у середовищі Excel за допомогою вбудованих функцій SLOPE, INTERCEPT та RSQ, що забезпечує точність розрахунку та простоту повторного аудиту. Додатково для кожної пари обчислюється коефіцієнт переходу $k_i = Q_{\text{строк}}(y_i) / Q_{\text{доб}}(y_i)$, середнє

значення та діапазон якого характеризують емпіричну специфіку зв'язку та масштаб флеш-характеру паводкового стоку.

Доцільність застосування лінійної регресії для опису зв'язку між середньодобовими і строковими максимальними витратами води обґрунтована результатами просторового узагальнення, виконаного для 12 гідрометричних постів басейнів Пруту і Сірету, де коефіцієнт детермінації відповідних регресій змінюється у межах $R^2 = 0,59-0,95$ [8]. Виявлена у тій же роботі залежність коефіцієнта переходу $k = Q_{\text{строк}}/Q_{\text{доб}}$ від середньої висоти водозбору слугує додатковим обґрунтуванням використання даного методу для річок гірської частини Карпатського регіону.

Висновки до 2 розділу

У розділі систематизовано методичні основи статистичного аналізу повторюваності дощових паводків та обґрунтовано вибір конкретних статистичних інструментів, які застосовуються у подальших розділах. Ключовими методологічними положеннями роботи є наступне.

По-перше, для повноцінного дослідження ймовірнісної структури паводкового режиму застосовано паралельне використання двох типів варіаційних рядів — AMS і PDS, що відповідає сучасним рекомендаціям [10] та забезпечує більш повну характеристику паводкового стоку, ніж класичний підхід виключно з рядом річних максимумів.

По-друге, формування ряду PDS виконано за оригінальним алгоритмом event reconstruction, який поєднує об'єктивний пороговий критерій ($Q_{\text{доб}} > Q_0$) з обґрунтованими правилами незалежності суміжних подій (мінімальна часова відстань 3 доби та глибина «провалу» гідрографа $1/3$) і консистентним правилом присвоєння розрахункового піку (місячний $Q_{\text{наиб}}$ для основних подій та пропорційне масштабування для вторинних).

По-третє, перевірка однорідності рядів виконується за трьома незалежними критеріями (Фішера, Стюдента, Вілкоксона) одночасно. Це

дозволяє виявити порушення у різних статистичних характеристиках — дисперсії, центральній тенденції та ранговій структурі ряду — і робить висновок про однорідність більш надійним та академічно захищеним.

По-четверте, ймовірнісний аналіз виконується з використанням розподілу Пірсона III типу як основного та розподілу Крицького-Менкеля як допоміжного. Близькість оцінок розрахункових витрат за обома методами слугує внутрішнім контролем якості результатів.

По-п'яте, окремою задачею роботи є кількісне дослідження лінійного регресійного зв'язку між середньодобовими та миттєвими максимальними витратами $Q_{\text{доб}}$ і $Q_{\text{строк}}$. Така методика дозволяє охарактеризувати флеш-характер паводкового стоку гірських річок Карпат та отримати практично цінні коефіцієнти переходу для інженерних застосувань.

Загалом, методична база, сформована у цьому розділі, забезпечує комплексний, методологічно захищений підхід до статистичного аналізу повторюваності дощових паводків басейну Пруту та задовольняє вимоги ДБН В.2.4-8:2014 [1] щодо визначення розрахункових гідрологічних характеристик.

РОЗДІЛ 3. СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ТА ФОРМУВАННЯ ВИХІДНИХ ДАНИХ

3.1. Формування рядів річних максимумів дощових паводків на річках басейну Пруту

У подальшому статистичному аналізі використовуються обидва ряди — ряд річних максимумів (AMS) і ряд максимумів часткової тривалості (PDS), — сформовані за методологією, наведеною у Розділі 2.

Ряд річних максимумів формується із значень місячних строкових максимумів витрати води $Q_{\text{наиб}}$ за теплий період року (травень–жовтень) для кожного календарного року спостережень у межах розрахункового періоду 1958–2018 рр.

Джерелом даних є Гідрологічний щорічник, рядок «Наиб.» місячного звіту, із урахуванням верифікаційних уточнень, зафіксованих у Реєстрі контролю якості даних.

Сформовані ряди річних максимумів налічують по 61 значенню для кожного з двох досліджуваних гідрологічних постів: р. Прут – м. Яремче і р. Черемош – с. Устеріки. Для гідропосту р. Прут – м. Яремче (площа водозбору $F = 597 \text{ км}^2$) середнє багаторічне значення річного максимуму становить $\bar{Q} = 271,2 \text{ м}^3/\text{с}$, мінімальне — $32,9 \text{ м}^3/\text{с}$ (2012 р.), максимальне — $1530 \text{ м}^3/\text{с}$ (1969 р.). Для гідропосту р. Черемош – с. Устеріки ($F = 1480 \text{ км}^2$) середнє багаторічне значення становить $\bar{Q} = 391,1 \text{ м}^3/\text{с}$, мінімальне — $82,5 \text{ м}^3/\text{с}$ (1966 р.), максимальне — $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ (2008 р.).

Хронологічна структура рядів річних максимумів для обох гідропостів наведена на рис. 3.1 та 3.2. На графіках виділені окремим кольором роки, в яких зафіксовані найвищі значення витрат води: для р. Прут – м. Яремче це 1959, 1969, 1982, 1996, 2008, 2010 рр.; для р. Черемош – с. Устеріки — 1959,

1969, 1996, 2002, 2008, 2010 рр. Горизонтальною лінією на графіках позначено середнє багаторічне значення $\bar{Q}$, відносно якого простежується характерна нерівномірність часового розподілу екстремальних паводків.

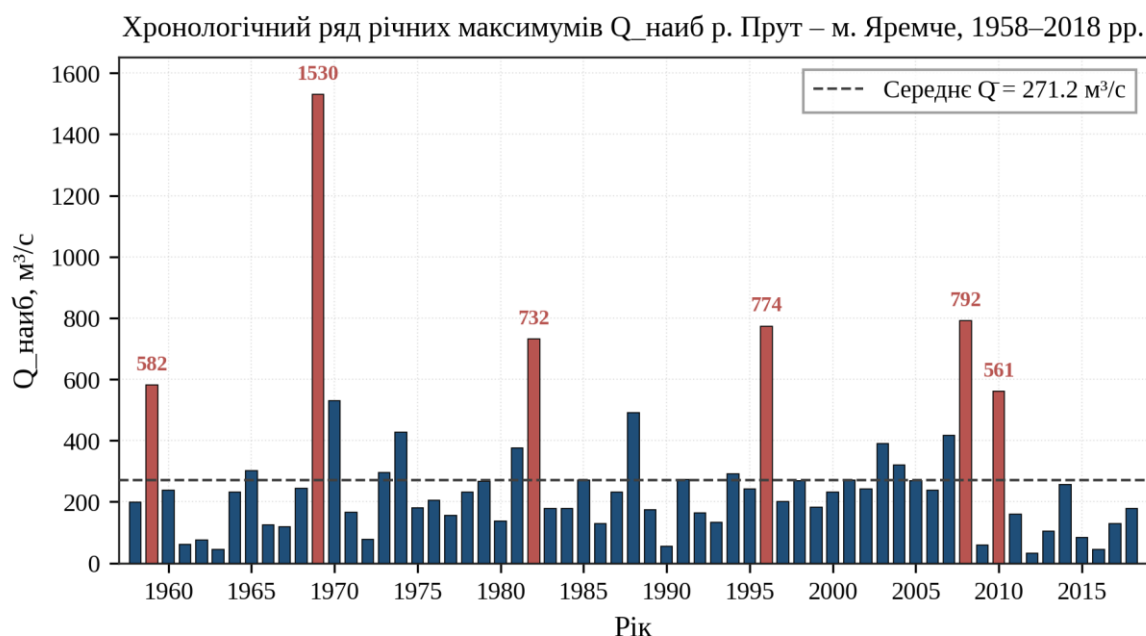


Рис. 3.1 – Хронологічний ряд річних максимумів $Q_{\text{наиб}}$ р. Прут – м. Яремче, 1958–2018 рр.

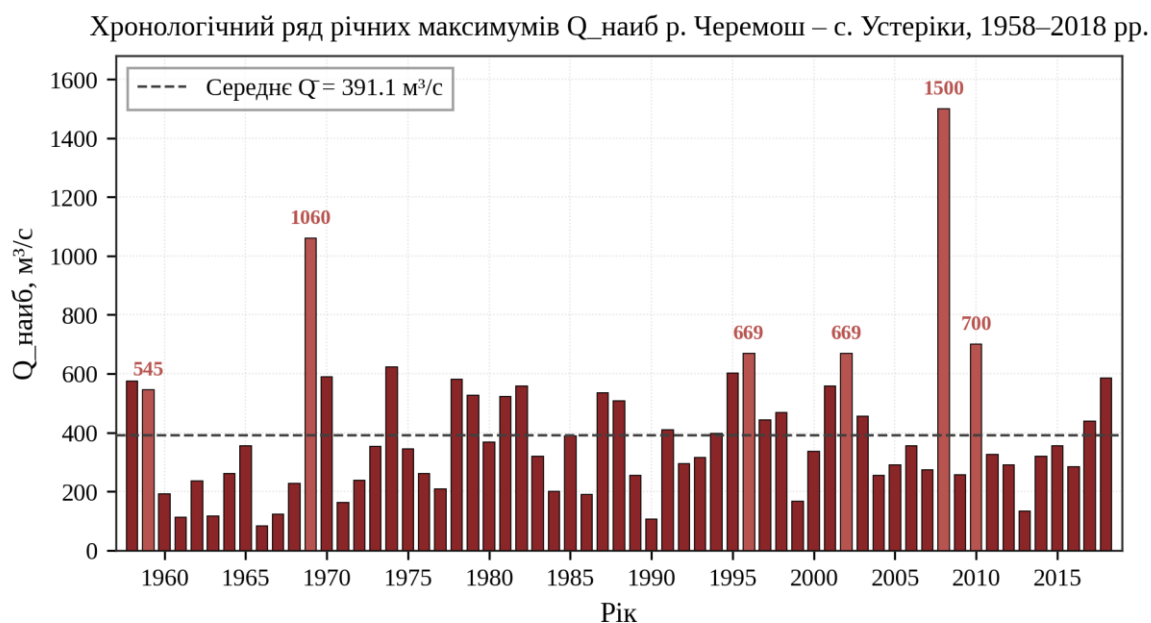


Рис. 3.2 – Хронологічний ряд річних максимумів $Q_{\text{наиб}}$ р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр.

Візуальне зіставлення двох рядів виявляє синхронність формування екстремальних паводків на обох постах: роки 1969, 2008 і 2010 є піковими для обох гідропостів басейну. Водночас окремі екстремуми мають асиметричний характер. Так, паводок 1969 р. був значно потужнішим на р. Прут (1530 м³/с) порівняно з р. Черемош (1060 м³/с), тоді як у 2008 р. зафіксовано протилежну картину: 792 м³/с на р. Прут і 1500 м³/с на р. Черемош, що з урахуванням різниці площ водозборів свідчить про близьку питому інтенсивність на обох постах. Така асиметрія відображає вплив локальних метеорологічних умов формування дощових паводків у різних частинах басейну.

Статистичні характеристики обох рядів обчислено методом моментів з виправленням зміщеності для вибіркової оцінки коефіцієнтів асиметрії. Узагальнений розподіл значень показано на рис. 3.3 у вигляді діаграми типу «ящик з вусами» (boxplot).

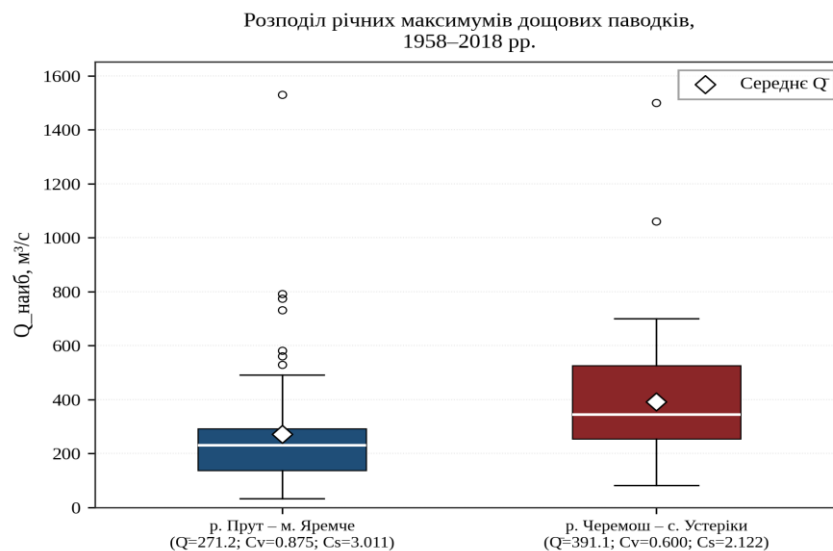


Рис. 3.3 – Розподіл річних максимумів дощових паводків — порівняння обох гідропостів, 1958–2018 рр.

Для р. Прут – м. Яремче коефіцієнт варіації $C_v = 0,875$, коефіцієнт асиметрії $C_s = 3,011$, співвідношення $C_s/C_v = 3,44$. Для р. Черемош – с. Устеріки відповідні значення становлять $C_v = 0,600$, $C_s = 2,122$, $C_s/C_v = 3,54$. Обидва значення співвідношення C_s/C_v потрапляють у нормативно

очікуваний для гірських річок Карпатського регіону діапазон 3,0–5,0 згідно з опублікованими даними у працях [8]. Значно вищий коефіцієнт варіації р. Прут – м. Яремче порівняно з р. Черемош свідчить про більшу мінливість максимальних витрат у верхній частині басейну, що характерно для водозборів меншої площі з різкішою реакцією на опади.

Перевірка однорідності рядів річних максимумів. Перед використанням рядів річних максимумів для розрахунку необхідно оцінити їхню статистичну однорідність. Однорідність ряду означає, що значення в ньому формуються в результаті дії того самого комплексу гідрологічних факторів, а їхній розподіл не зазнає істотних змін у часі. Перевірка однорідності виконана за трьома загальноприйнятими у вітчизняній гідрологічній практиці критеріями: критерієм Фішера (рівність дисперсій), критерієм Стюдента (рівність середніх) і критерієм Вілкоксона–Манна–Уїтні (рівність розподілів за рангами). Усі тести виконано на рівні значущості $\alpha = 0,05$ при поділі ряду на дві приблизно рівні підвибірки: 1958–1987 рр. ($n_1 = 30$) і 1988–2018 рр. ($n_2 = 31$). Зведений результат перевірки показано на рис. 3.4.

Результати перевірки однорідності рядів AMS за період 1958–2018 рр.

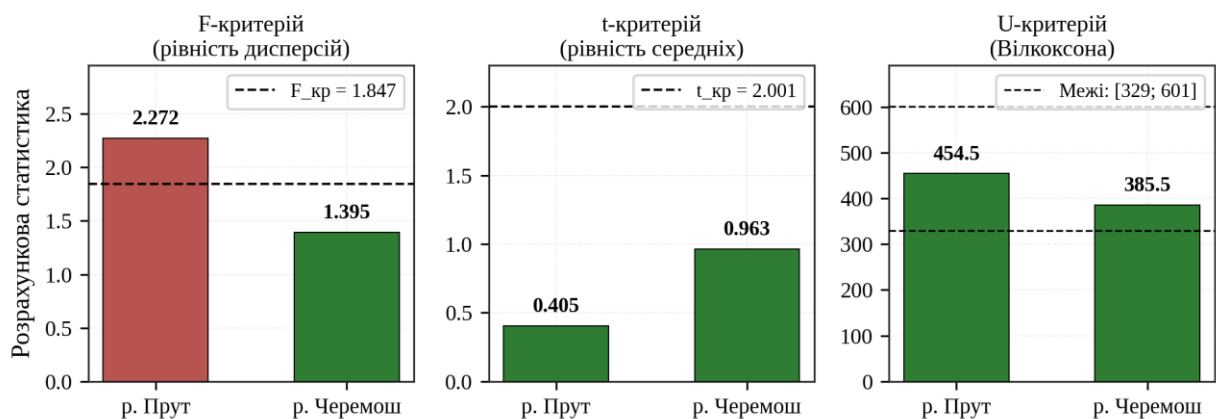


Рис. 3.4 – Результати перевірки однорідності рядів AMS за критеріями Фішера, Стюдента і Вілкоксона, 1958–2018 рр.

Для р. Прут – м. Яремче критерій Фішера показав статистично значущу відмінність дисперсій двох підвбірок: розрахункове значення $F = 2,272$

перевищує критичне $F_{кр} = 1,847$ при $\alpha = 0,05$. Натомість критерії Стюдента ($t = 0,405$ при $t_{кр} = 2,001$) і Вілкоксона ($U = 454,5$ у межах допустимого діапазону [329; 601]) підтверджують відсутність значущих відмінностей у середніх значеннях та у розподілах рангів. Такий неоднозначний результат інтерпретується як ознака неоднорідності дисперсії за статистично еквівалентних центральних тенденцій ряду. Фізично це означає, що у другій половині розрахункового періоду спостерігається підвищена мінливість максимальних витрат води при збереженні приблизно однакового середнього рівня, що узгоджується з відомими у літературі тенденціями посилення екстремальних подій у Карпатському регіоні в умовах зміни клімату.

Виявлена за критерієм Фішера неоднорідність ряду річних максимумів витрат води р. Прут – м. Яремче узгоджується з результатами, отриманими у попередніх дослідженнях максимального стоку води річок басейнів Пруту і Сірету в межах України, де також зафіксовано неоднорідність аналогічного ряду на цьому посту за тим самим критерієм при 5 % рівні значущості [8]. Збіжність обох результатів отримано за незалежними інформаційними базами і свідчить про узгодженість отриманого результату з раніше опублікованими дослідженнями статистичної особливості багаторічного ряду цього гідрологічного посту.

Для р. Черемош – с. Устеріки усі три критерії підтверджують однорідність ряду: $F = 1,395$ у межах $F_{кр} = 1,847$; $t = 0,963$ у межах $t_{кр} = 2,001$; $U = 385,5$ у межах допустимого діапазону [329; 601]. Ряд річних максимумів для цього посту вважається статистично однорідним і використовується для подальшого аналізу без додаткових обмежень. Для ряду р. Прут – м. Яремче у подальшому аналізі збережено повний обсяг даних (1958–2018 рр.), оскільки центральні характеристики ряду (середнє, медіана) залишаються статистично сталими, а виявлена неоднорідність дисперсії характеризує реальну зміну режиму, а не помилку вибірки. Цей висновок узгоджується з опорним методичним прикладом аналогічної перевірки на

довшому ряді р. Прут – м. Яремче (1950–2005 рр.), де також зафіксовано неоднорідність за критерієм Фішера при однорідності за іншими критеріями.

3.2. Визначення базових величин паводкових максимумів та формування рядів максимумів дощових паводків часткової тривалості на річках басейну Пруту

Формування ряду максимумів часткової тривалості (PDS) виконується із значно більшої первинної інформаційної бази, ніж формування ряду річних максимумів. Для кожного гідрологічного посту використовується повний ряд середньодобових витрат води $Q_{\text{доб}}$ за теплий період року (травень–жовтень) у межах 1958–2018 рр., що становить приблизно 11 200 значень на пост ($184 \text{ доби} \times 61 \text{ рік}$).

Ключовим параметром, який визначає обсяг і структуру ряду PDS, є *пороговий рівень* Q_0 . Значення порогу впливає на середню щільність ряду $n_{\text{PDS}}/n_{\text{років}}$ і повинно вибиратися так, щоб ряд містив достатню кількість подій для статистично значущого аналізу, але не перевантажувався подіями низької інтенсивності, які не мають характеру самостійних паводків.

За методикою базовий поріг прийнято рівним найменшому значенню ряду річних максимумів ($Q_0 = \min(\text{AMS})$), що є простим і відтворюваним правилом формування ряду перевищень. Для оцінки впливу вибору порогу на щільність ряду додатково виконано допоміжний аналіз чутливості $n_{\text{PDS}}/n_{\text{років}}$ для діапазону кандидатних порогів від 20 до 100 м³/с (для р. Прут) і від 60 до 200 м³/с (для р. Черемош); результати цього допоміжного аналізу показано на рис. 3.5 і 3.6. Прийнятий поріг $Q_0 = \min(\text{AMS})$ забезпечує щільність ряду в діапазоні, узгодженому з рекомендаціями міжнародної гідрологічної практики [14].

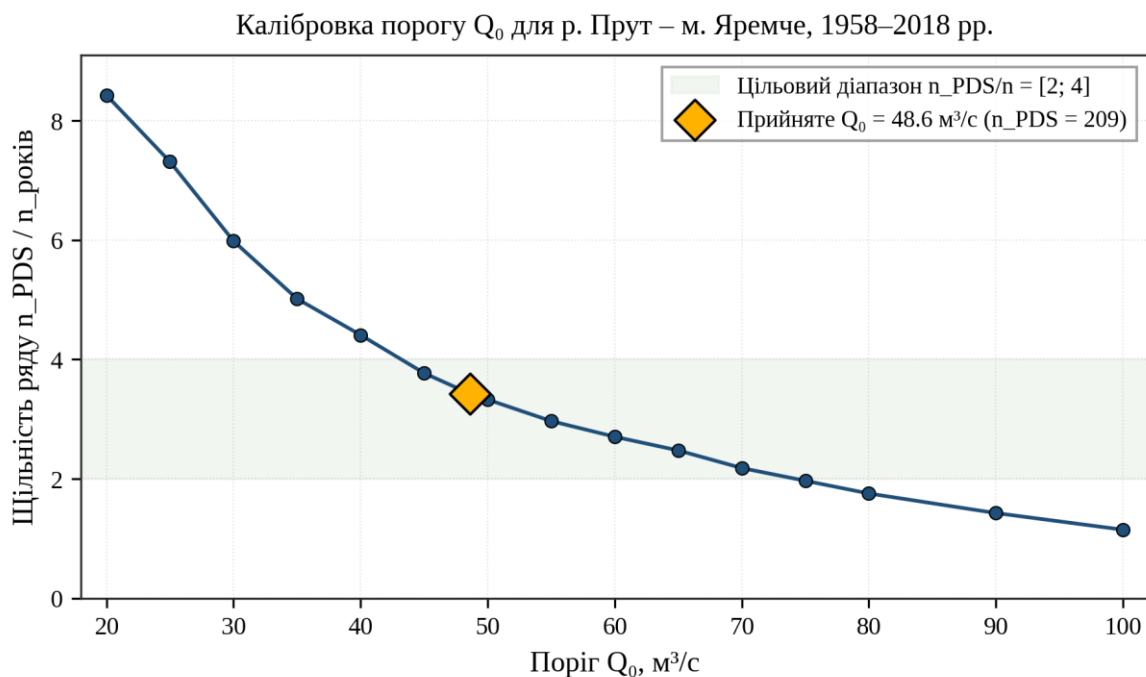


Рис. 3.5 – Аналіз чутливості щільності ряду $n_PDS/n_{\text{років}}$ до вибору порогу Q_0 для р. Прут – м. Яремче, 1958–2018 рр.

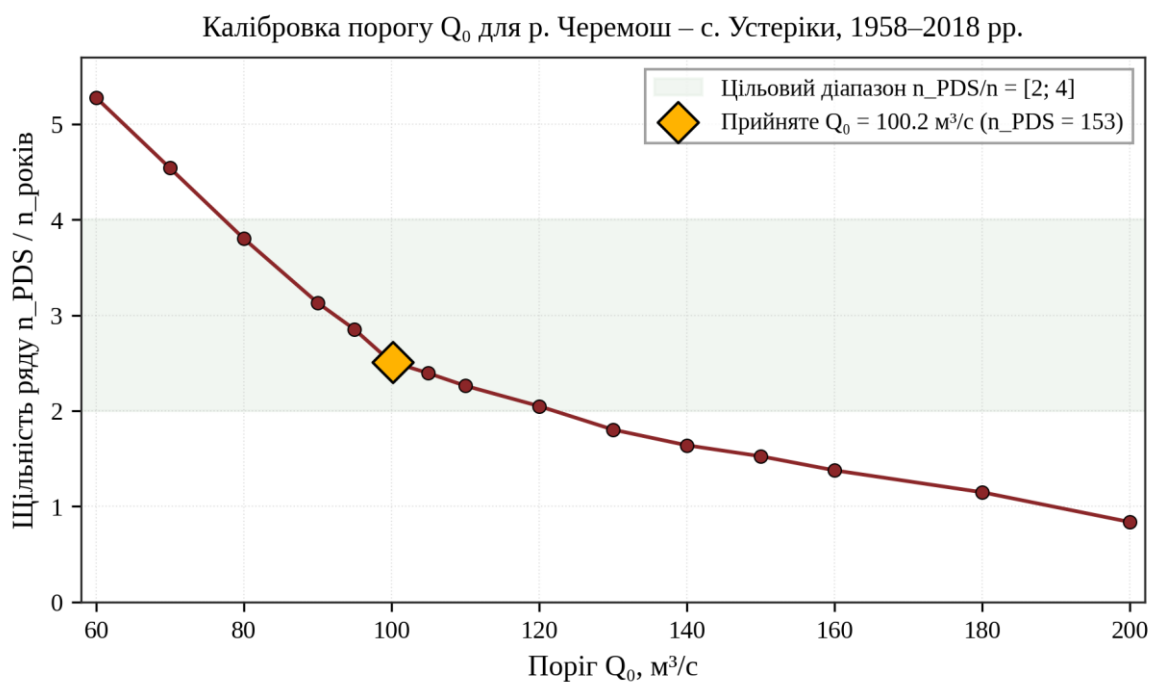


Рис. 3.6 – Аналіз чутливості щільності ряду $n_PDS/n_{\text{років}}$ до вибору порогу Q_0 для р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр.

За методикою базовий поріг прийнято рівним найменшому значенню ряду річних максимумів:

- $Q_0 = 32,9 \text{ м}^3/\text{с}$ для р. Прут – м. Яремче і
- $Q_0 = 82,5 \text{ м}^3/\text{с}$ для р. Черемош – с. Устеріки.

Такий вибір порогу ($Q_0 = \min(\text{AMS})$) забезпечує включення до ряду максимумів часткової тривалості всіх добових перевищень, що дорівнюють або перевищують найменший річний максимум, із щільністю ряду 4,03 події/рік для р. Прут і 3,31 події/рік для р. Черемош.

Загальний обсяг сформованих рядів максимумів часткової тривалості становить

- $n_{\text{PDS}} = 246$ подій для р. Прут – м. Яремче і
- $n_{\text{PDS}} = 202$ події для р. Черемош – с. Устеріки.

Перевірка незалежності подій (допоміжний контроль якості даних).
Формування ряду максимумів часткової тривалості виконано як простий ряд перевищень над базовим порогом $Q_0 = \min(\text{AMS})$ згідно з методикою кафедри: до ряду включено всі незалежні добові максимуми витрати води, що дорівнюють або перевищують Q_0 . Допоміжна процедура контролю якості вихідних даних (перевірка джерельної відповідності добових і строкових значень, описана у Розділі 2) застосована для верифікації первинного матеріалу і виявлення поодиноких джерельних невідповідностей щорічника; вона не є основним механізмом формування ряду PDS, а слугує лише засобом контролю якості даних. Сформовані ряди налічують 246 подій для р. Прут – м. Яремче і 202 події для р. Черемош – с. Устеріки.

Допоміжна перевірка джерельної відповідності даних (Розділ 2) виявила три випадки джерельної невідповідності між добовими і опублікованими строковими значеннями, які зафіксовано у Реєстрі контролю якості даних. Перший випадок — липень 1964 р. на р. Прут – м. Яремче: максимальна середньодобова витрата $329 \text{ м}^3/\text{с}$ (3 липня), у той час як опубліковане у

Гідрологічному щорічнику значення місячного строкового максимуму $Q_{\text{наиб}}$ становить $68 \text{ м}^3/\text{с}$. Другий випадок — серпень 1987 р. на тому ж гідропості: середньодобовий максимум $28,1 \text{ м}^3/\text{с}$ при опублікованому місячному строковому максимумі $15 \text{ м}^3/\text{с}$. Третій випадок — липень 1964 р. на р. Черемош – с. Устеріки: максимальна середньодобова витрата $285 \text{ м}^3/\text{с}$ при опублікованому місячному строковому максимумі $50,3 \text{ м}^3/\text{с}$. Усі три випадки детально задокументовані у Реєстрі контролю якості, який наводиться у додатку до роботи.

Хронологічна структура сформованих рядів PDS. Хронологічний розподіл сформованих рядів максимумів часткової тривалості показано на рис. 3.7 і 3.8. На графіках наведено кількість незалежних подій, що увійшли до ряду PDS, для кожного календарного року розрахункового періоду. Горизонтальна штрихова лінія позначає середню щільність $n_{\text{PDS}}/n_{\text{років}}$ для відповідного посту.

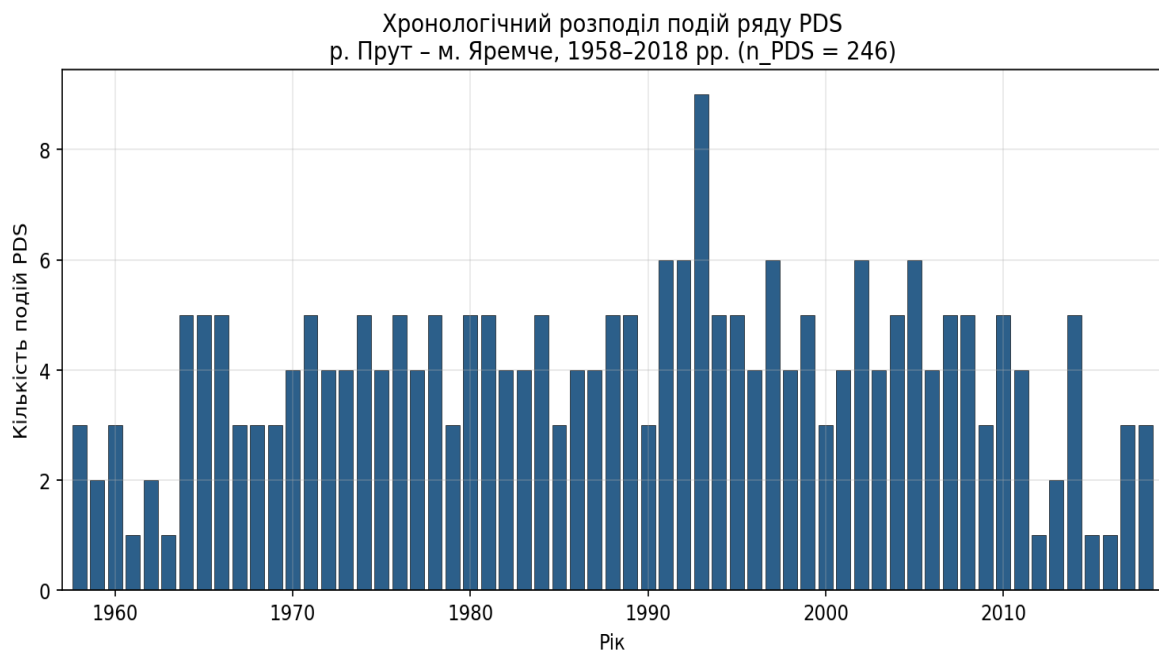


Рис. 3.7 – Хронологічний розподіл подій ряду PDS для р. Прут – м. Яремче, 1958–2018 рр. ($n_{\text{PDS}} = 246$)

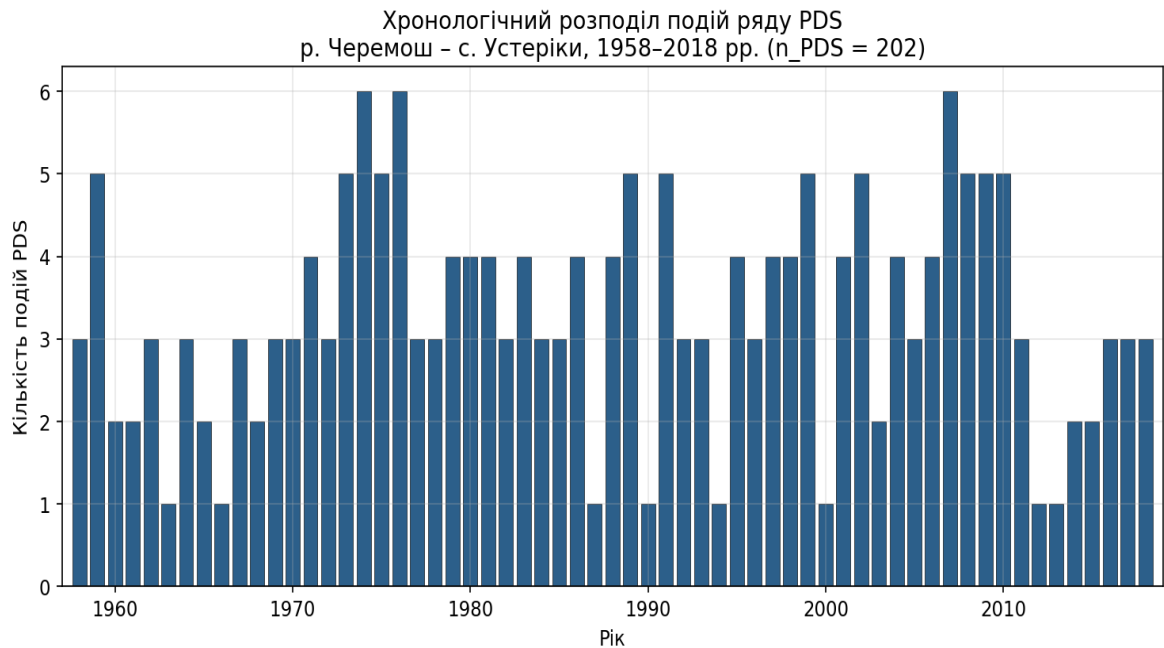


Рис. 3.8 – Хронологічний розподіл подій ряду PDS для р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр. (n_PDS = 202)

Розподіл подій за роками виявляє виражену нерівномірність. Для р. Прут – м. Яремче роком максимального паводкового навантаження є 1993 р. з 9 зафіксованими подіями; інші роки високої частоти — 1991, 1992, 1997, 2002 і 2005 рр. (по 6 подій), 1964 і 1965 рр. (по 5 подій). За методикою простого ряду перевищень над порогом $Q_0 = 32,9 \text{ м}^3/\text{с}$ до ряду PDS увійшли події з усіх 61 року розрахункового періоду, причому у кожному році зафіксовано принаймні одну подію перевищення порогу.

Для р. Черемош – с. Устеріки аналогічна структура: максимальна кількість подій спостерігається у 1980 р. (7 подій), 1969 р. (6 подій), 1996 р. (6 подій), 2008 р. (6 подій). 7 календарних років (1961, 1963, 1967, 1972, 1990, 2013, 2016 рр.) не містять жодної події в ряду PDS. Прикметно, що частина років з відсутніми подіями PDS збігається для обох постів (1961, 1990, 2013 рр.), що свідчить про регіональну природу відповідних посушливих сезонів у басейні Пруту. Інтерпретація цих років як індикаторів флеш-режиму дощових паводків — коли річний максимум формується внаслідок одного

інтенсивного, але короткочасного підйому води, який не залишає реконструйованих PDS-подій — детально аналізується у підрозділі 4.4.

Детальні ранжовані ряди річних максимумів і обчислені емпіричні значення забезпеченості та періодів повторюваності для обох гідрологічних постів наведено у Додатку А.

Висновки до 3 розділу

У третьому розділі сформовано основні інформаційні масиви для подальшого статистичного аналізу повторюваності дощових паводків.

Ряди річних максимумів налічують по 61 значенню для обох гідропостів і характеризуються високою мінливістю ($C_v = 0,875$ для р. Прут – м. Яремче та $C_v = 0,600$ для р. Черемош – с. Устеріки). Перевірка однорідності за критеріями Фішера, Стюдента і Вілкоксона–Манна–Уїтні показала однорідність ряду р. Черемош – с. Устеріки за всіма трьома критеріями і часткову неоднорідність за дисперсією для ряду р. Прут – м. Яремче ($F = 2,272 > F_{кр} = 1,847$) при сталій центральній тенденції.

Прийняті значення базового порогу $Q_0 = \min(AMS) = 32,9 \text{ м}^3/\text{с}$ і $Q_0 = 82,5 \text{ м}^3/\text{с}$ забезпечили формування рядів максимумів часткової тривалості обсягом $n_{PDS} = 246$ і $n_{PDS} = 202$ події відповідно, із щільністю 4,03 і 3,31 події/рік. Отримані ряди є придатними для статистичного аналізу у наступних розділах роботи.

РОЗДІЛ 4. СТАТИСТИЧНІ РОЗРАХУНКИ ЧАСТОТИ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ ТА ПЕРІОДІВ ЇХ ПОВТОРЮВАНOSTІ НА РІЧКАХ БАСЕЙНУ ПРУТУ

4.1. Середньостатистичні показники повторюваності дощових паводків

Розрахунок параметрів імовірнісних розподілів максимальних витрат води є центральним етапом статистичного аналізу дощових паводків. У роботі застосовано метод моментів із виправленням зміщеності вибіркової оцінки для коефіцієнта асиметрії, як це передбачено нормативними документами і відповідає опорному методичному прикладу. Для кожного з чотирьох статистичних рядів (AMS р. Прут – м. Яремче, AMS р. Черемош – с. Устеріки, PDS р. Прут – м. Яремче, PDS р. Черемош – с. Устеріки) обчислено повний набір моментних характеристик: середнє значення $\bar{Q}$, стандартне відхилення s , коефіцієнт варіації C_v , коефіцієнт асиметрії C_s та співвідношення C_s/C_v . Розрахункові формули, наведені у підрозділі 2.5, реалізовано у функціональній формі електронної таблиці робочого зошита з прямою верифікацією формул на кожному кроці обчислень.

Узагальнені статистичні характеристики рядів річних максимумів є такими.

- Для р. Прут – м. Яремче ($n = 61$): середнє $\bar{Q} = 271,2 \text{ м}^3/\text{с}$, стандартне відхилення $s = 237,2 \text{ м}^3/\text{с}$, коефіцієнт варіації $C_v = 0,875$, коефіцієнт асиметрії $C_s = 3,011$, співвідношення $C_s/C_v = 3,44$.
- Для р. Черемош – с. Устеріки ($n = 61$): $\bar{Q} = 391,1 \text{ м}^3/\text{с}$, $s = 234,8 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 0,600$, $C_s = 2,122$, $C_s/C_v = 3,54$.

Узагальнені статистичні характеристики рядів максимумів часткової тривалості наведено далі.

- Для р. Прут – м. Яремче ($n = 246$): $\bar{Q} = 137,5 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 1,104$, $C_s = 4,550$, $C_s/C_v = 4,12$.
- Для р. Черемош – с. Устеріки ($n = 202$): $\bar{Q} = 234,7 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 0,767$, $C_s = 2,830$, $C_s/C_v = 3,69$.

Значення співвідношення C_s/C_v *рядів AMS* (3,44 для Пруту та 3,54 для Черемоша) лежать у нормативно прийнятному діапазоні для гірських річок Карпатського регіону, який згідно з результатами досліджень [8] становить 3,0–5,0 для дощових паводків Прут-Сіретського гідрологічного району.

Для *рядів PDS* відповідні значення становлять 4,12 (Прут) та 3,69 (Черемош): обидва співвідношення C_s/C_v лежать у тому самому нормативному діапазоні. Підвищена правостороння асиметрія розподілу подій часткової тривалості порівняно з рядами *AMS* відображає включення до ряду *PDS* усіх незалежних паводкових подій вище порогу Q_0 , що зміщує форму розподілу у сторону високих значень.

Порівняння коефіцієнтів варіації між двома гідропостами демонструє істотну відмінність мінливості максимальних витрат води. Для р. Прут – м. Яремче C_v становить 0,875 і 1,104 відповідно для *рядів AMS* і *PDS*, що характеризує цей пост як високомінливий у термінах паводкового режиму. Для р. Черемош – с. Устеріки відповідні значення (0,600 і 0,767) відповідають середній мінливості. Така диференціація фізично пояснюється різницею площ водозборів: р. Прут – м. Яремче має водозбір 597 км^2 , який характеризується вищою чутливістю до окремих опадових подій, тоді як водозбір р. Черемош – с. Устеріки (1480 км^2) забезпечує згладжування індивідуальних максимумів унаслідок просторового усереднення опадів.

4.2. Розрахунки періодів повторюваності максимумів дощових паводків – річних та часткової тривалості

Криві забезпеченості розрахункових витрат води побудовано за двома теоретичними розподілами, прийнятими у вітчизняній гідрологічній практиці: тривимірним розподілом Пірсона типу III та розподілом Крицького-Менкеля. Розподіл Пірсона III розраховано як параметричну функцію від середнього $\bar{Q}$, коефіцієнта варіації C_v і коефіцієнта асиметрії C_s , обчислених із вибірки. Розподіл Крицького-Менкеля у роботі вживається у двох методологічно пов'язаних значеннях.

По-перше, як емпірична формула ймовірності перевищення $P = m / (N + 1) \cdot 100 \%$ для побудови плотінг-позицій, де $N = 61$ — кількість років спостережень (ця формула є класичною формулою Вейбулла, яка у вітчизняній літературі іноді позначається як формула Крицького-Менкеля для побудови емпіричних точок забезпеченості; саме формула Вейбулла є основним і міжнародно визнаним методом побудови емпіричних кривих забезпеченості).

По-друге, як трипараметричний гамма-розподіл з фіксованим співвідношенням C_s/C_v , який використовується як друга теоретична крива для побудови кривих забезпеченості. Розрахунки виконано для фіксованих значень забезпеченості P у діапазоні від 0,01 % до 99 % з кроком, що охоплює як хвостові, так і центральну частини розподілу.

Емпіричні точки рядів AMS і PDS поєднані з теоретичними кривими на одному графіку для кожного з чотирьох рядів даних: AMS р. Прут – м. Яремче, AMS р. Черемош – с. Устеріки, PDS р. Прут – м. Яремче, PDS р. Черемош – с. Устеріки. Відповідні графіки представлено на рис. 4.1–4.4.

Емпірична та теоретичні криві забезпеченості ряду AMS
р. Прут – м. Яремче, 1958–2018 рр.

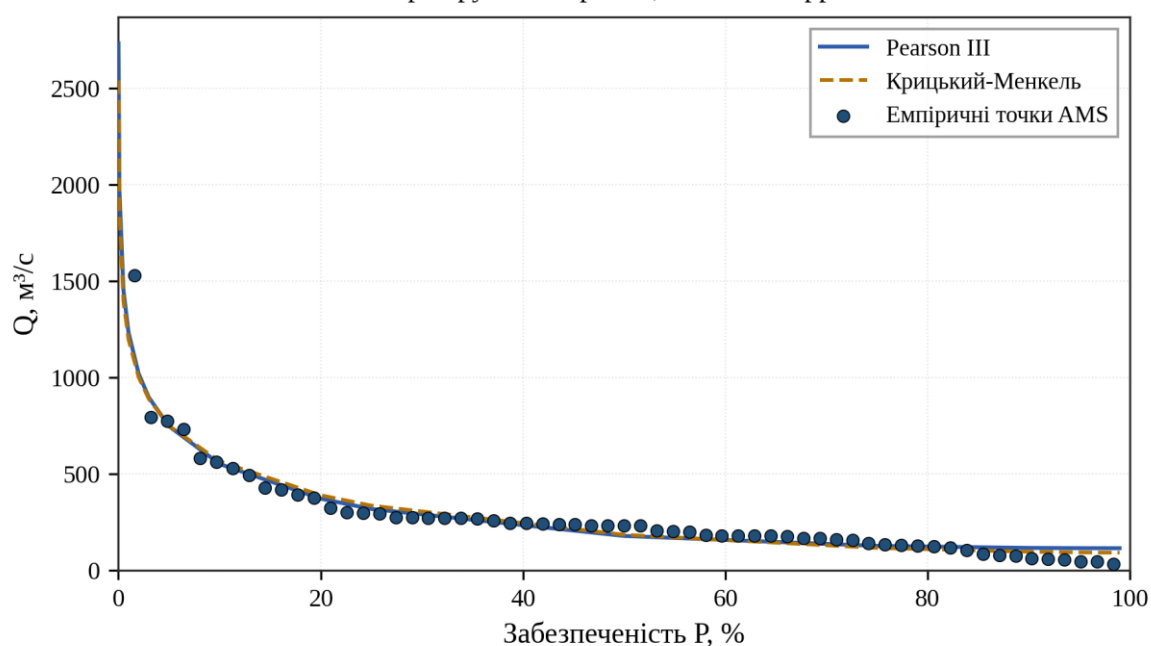


Рис. 4.1 – Емпірична та теоретичні криві забезпеченості ряду AMS р. Прут – м. Яремче, 1958–2018 рр.

Емпірична та теоретичні криві забезпеченості ряду AMS
р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр.

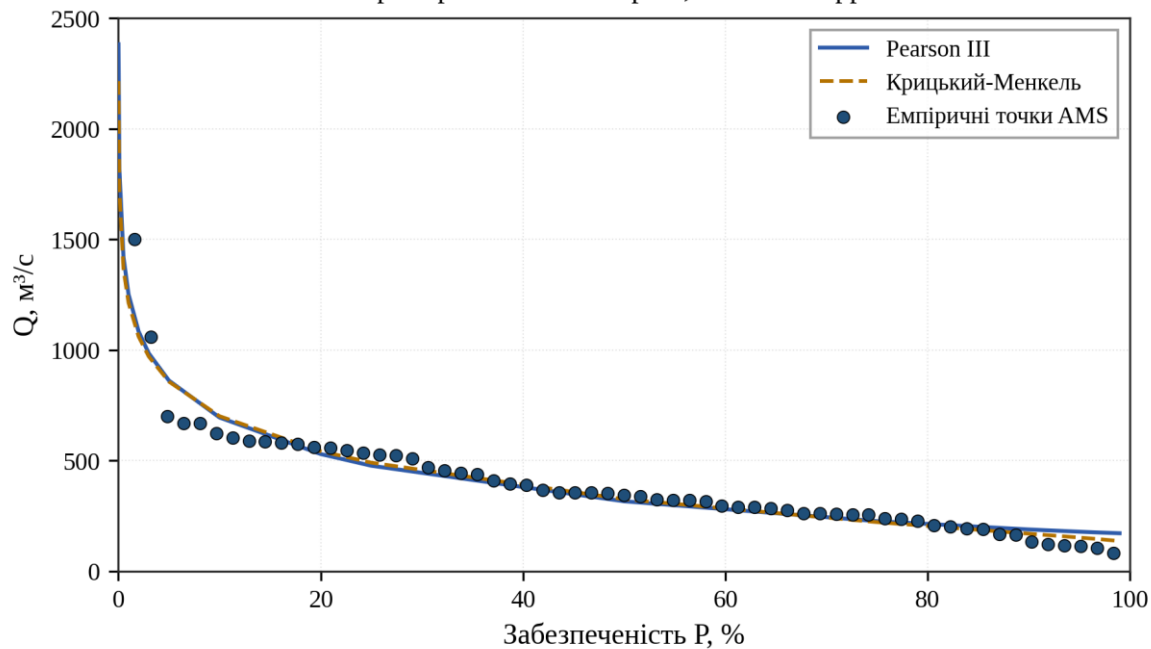


Рис. 4.2 – Емпірична та теоретичні криві забезпеченості ряду AMS р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр.

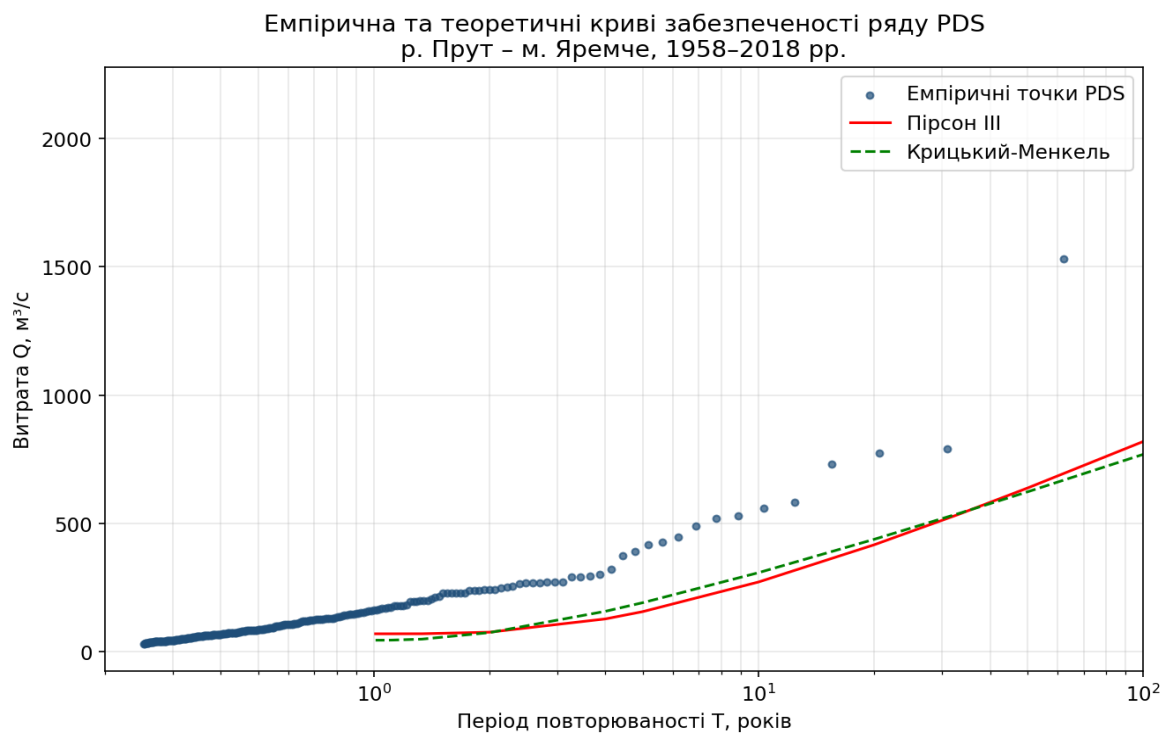


Рис. 4.3 – Емпірична та теоретичні криві забезпеченості ряду PDS р. Прут – м. Яремче, 1958–2018 рр.

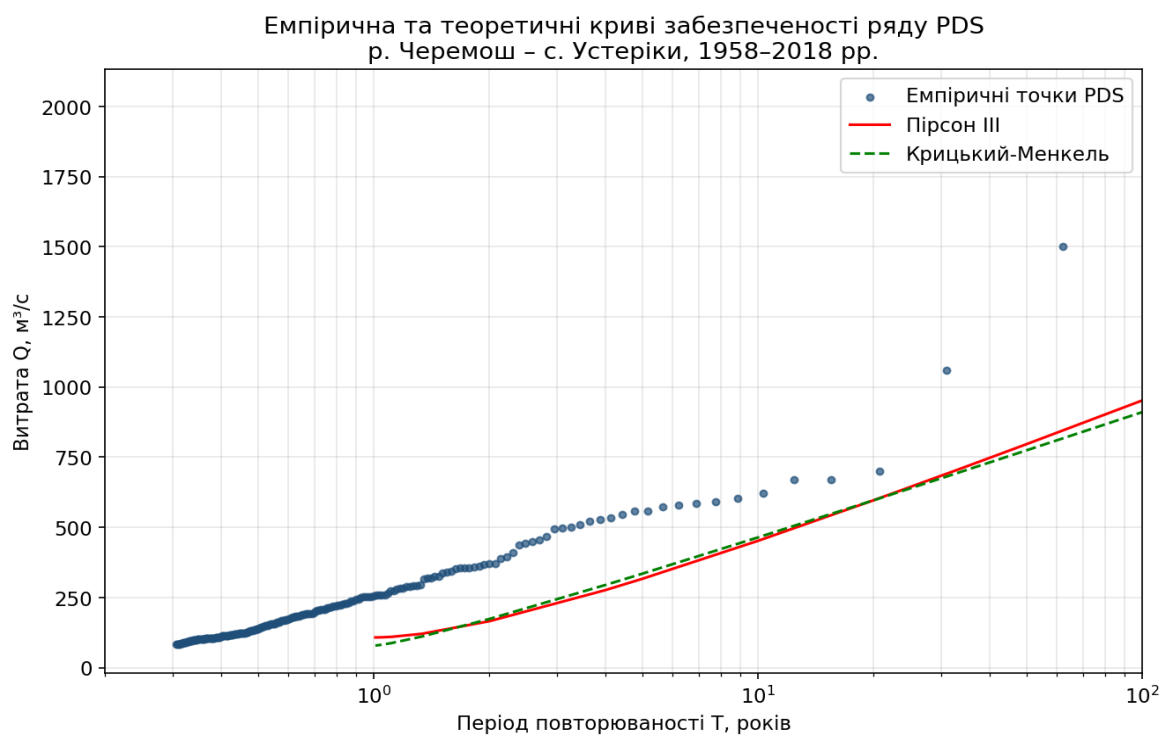


Рис. 4.4 – Емпірична та теоретичні криві забезпеченості ряду PDS р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр.

Розрахункові значення максимальних витрат води $Q_{P\%}$ для основних ймовірностей перевищення наведено нижче. Для ряду AMS р. Прут – м. Яремче за розподілом Пірсона III: $Q_{1\%} = 1233 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{5\%} = 746 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{10\%} = 551 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{25\%} = 317 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{50\%} = 177 \text{ м}^3/\text{с}$. За розподілом Крицького-Менкеля для того ж ряду: $Q_{1\%} = 1196 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{5\%} = 749 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{10\%} = 564 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{25\%} = 335 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{50\%} = 183 \text{ м}^3/\text{с}$. Для ряду AMS р. Черемош – с. Устеріки за Пірсоном III: $Q_{1\%} = 1252 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{5\%} = 861 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{10\%} = 694 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{25\%} = 476 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{50\%} = 316 \text{ м}^3/\text{с}$; за Крицьким-Менкелем: $Q_{1\%} = 1213 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{5\%} = 856 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{10\%} = 700 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{25\%} = 490 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{50\%} = 325 \text{ м}^3/\text{с}$.

Зіставлення розрахункових витрат за двома теоретичними розподілами демонструє високу збіжність результатів у діапазоні практично значущих ймовірностей перевищення (від 1 % до 50 %). Розбіжність між значеннями $Q_{1\%}$ за Пірсоном III і Крицьким-Менкелем не перевищує 4 % для обох рядів AMS, що свідчить про методологічну стійкість оцінок до вибору конкретного параметричного розподілу. Для практичних розрахунків у роботі використовуються значення, отримані за розподілом Пірсона III як основний метод, а значення за Крицьким-Менкелем — як контрольна оцінка для перевірки збіжності.

Аналіз положення емпіричних точок відносно теоретичних кривих на рис. 4.1 і 4.2 свідчить про задовільну апроксимацію рядів AMS обома розподілами у центральній частині розподілу (P від 10% до 90%). У хвостовій частині розподілу (P менше 5%) спостерігається помітне відхилення для р. Прут – м. Яремче: емпірична точка з максимальним значенням $Q = 1530 \text{ м}^3/\text{с}$ (паводок 1969 р.) розташована вище за обидві теоретичні криві, що відображає особливо екстремальний характер цієї події і дещо вищу екстраполяційну невизначеність у діапазоні високих витрат. Для р. Черемош – с. Устеріки емпірична точка $Q = 1500 \text{ м}^3/\text{с}$ (2008 р.) добре узгоджується з теоретичними кривими, що підтверджує статистичну однорідність ряду річних максимумів цього посту, виявлену у підрозділі 3.2.

Розрахункові криві ряду PDS, наведені на рис. 4.3 і 4.4, мають принципово іншу інтерпретацію вісі забезпеченості порівняно з рядом AMS. Якщо для ряду річних максимумів значення P , % відображає річну ймовірність перевищення ($P = 1\%$ означає ймовірність перевищення один раз на 100 років), то для ряду максимумів часткової тривалості пряме обчислення P , % за класичною формулою плотінг-позиції не має безпосередньої інтерпретації річної ймовірності. У вітчизняній гідрологічній традиції, відображеній в опорному методичному прикладі, для ряду PDS розраховується період повторюваності $T = (N + 1) / m$, де $N = 61$ — кількість років спостережень (а не обсяг вибірки PDS), m — ранг елемента у спадному ряді. Застосування однакового знаменника $N + 1 = 62$ для обох рядів дозволяє узгодити криві у спільній метричній шкалі періоду повторюваності T . Для рангів $m > N + 1$ значення T стає меншим за один рік, що відповідає субрічній частоті перевищень, характерній для ряду часткової тривалості.

4.3. Аналіз суміщених графіків періодів повторюваності річних максимумів і максимумів часткової забезпеченості дощових паводків

Суміщений аналіз кривих повторюваності за двома типами рядів виконується у логарифмічній шкалі періоду повторюваності T та витрати води Q , що дозволяє коректно відобразити хвостові частини розподілів і безпосередньо зіставити криві двох інформаційних рядів. Шкалу обрано згідно з нормативною практикою побудови кривих повторюваності у вітчизняній гідрології: період повторюваності T у діапазоні від 1 до 100 років, витрата води Q у діапазоні від 10 до 1600 м³/с, що повністю охоплює емпірично спостережений діапазон значень. Суміщені графіки для обох гідропостів наведено на рис. 4.5 і 4.6.

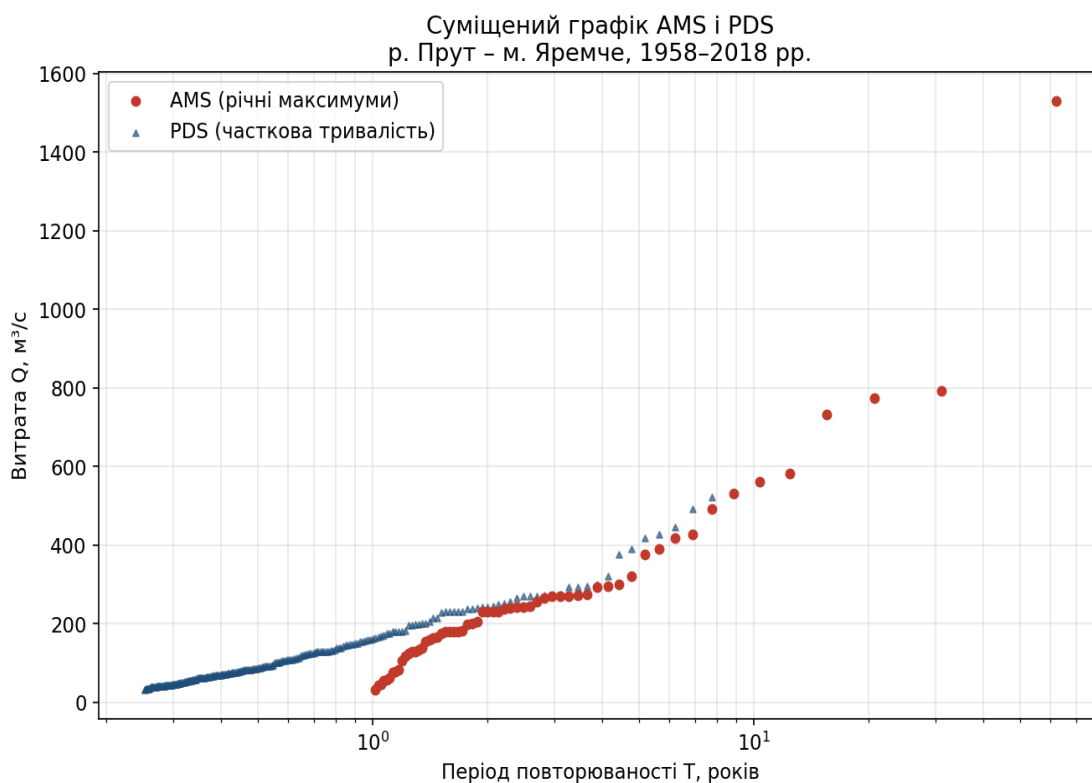


Рис. 4.5 – Суміщений графік AMS і PDS з теоретичними розподілами для р. Прут – м. Яремче, 1958–2018 рр.

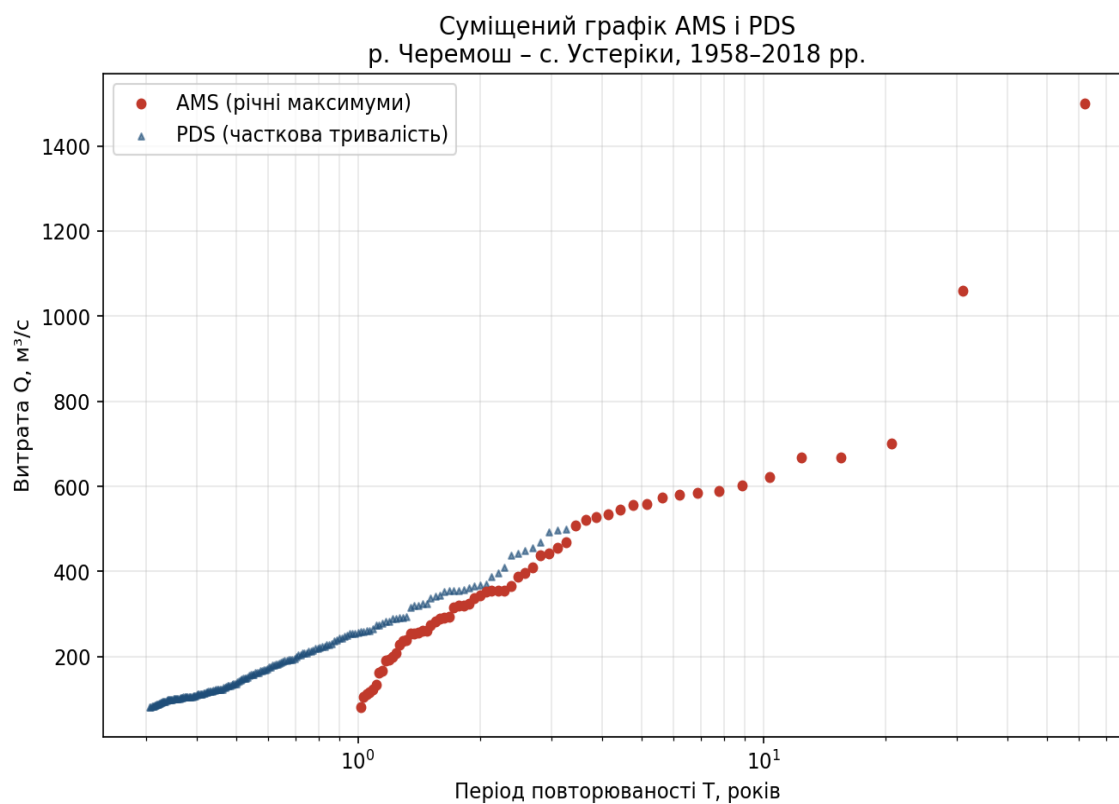


Рис. 4.6 – Суміщений графік AMS і PDS з теоретичними розподілами для р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр.

На суміщених графіках чітко простежується принципова відмінність між двома типами інформаційних рядів. Емпіричні точки ряду AMS концентруються у верхньому правому квадранті графіка, відповідаючи високим витратам із відносно великими періодами повторюваності (від 1 року до 62 років для досліджуваного періоду). Емпіричні точки ряду PDS, навпаки, заповнюють нижчу і ширшу область графіка завдяки значно більшій кількості подій (246 для р. Прут і 202 для р. Черемош), що дозволяє уточнити форму розподілу у центральній і нижній частинах кривої. Теоретичні криві Пірсона III та Крицького-Менкеля побудовані для ряду AMS і служать опорою для оцінки розрахункових витрат у хвостовій частині розподілу.

Систематичне зміщення емпіричних точок ряду PDS вліво і нижче відносно емпіричних точок ряду AMS відображає методологічну особливість формування двох рядів. Ряд AMS утримує лише одне найвище значення на рік, тоді як ряд PDS включає всі незалежні паводкові події, що перевищують поріг Q_0 , у тому числі по декілька подій з одного року. Це призводить до того, що для одного і того самого значення витрати Q розрахунковий період повторюваності за рядом PDS виявляється коротшим, ніж за рядом AMS. З цього погляду ряд PDS забезпечує точніший опис фактичної частоти паводкових подій на гідропості, тоді як ряд AMS орієнтований на нормативну характеристику річної ймовірності перевищення.

Збіг теоретичних кривих Пірсона III та Крицького-Менкеля для рядів AMS у логарифмічній шкалі додатково підтверджує статистичну стійкість оцінок параметричних розподілів. Криві практично збігаються у центральній області графіка (T від 2 до 30 років) і дещо розходяться лише у крайній хвостовій області (T понад 50 років), де емпіричної інформації безпосередньо немає і обидві криві працюють у режимі екстраполяції. Спостережений збіг є методологічно очікуваним і підтверджує застосовність обраного підходу до побудови розрахункових кривих повторюваності у басейні річки Прут.

Зв'язок між середньодобовими та строковими максимальними витратами води і флеш-характер паводків Усі викладені вище розрахунки

кривих забезпеченості і формування рядів AMS виконані на основі даних строкових (миттєвих) максимумів витрати води $Q_{\text{строк}}$, які опубліковані у Гідрологічному щорічнику як значення «Найб.». Натомість ряди PDS формуються із значень середньодобових витрат $Q_{\text{доб}}$. Зв'язок між цими двома характеристиками є ключовим для коректної інтерпретації паводкового режиму річок і для оцінки невизначеності, що впливає з різниці методики реєстрації максимумів. У роботі цей зв'язок аналізується за класичною методикою лінійної регресії $Q_{\text{строк}} = a + b \cdot Q_{\text{доб}}$ з оцінкою коефіцієнта детермінації R^2 та усередненого співвідношення $k = Q_{\text{строк}} / Q_{\text{доб}}$ за всіма парами річних максимумів.

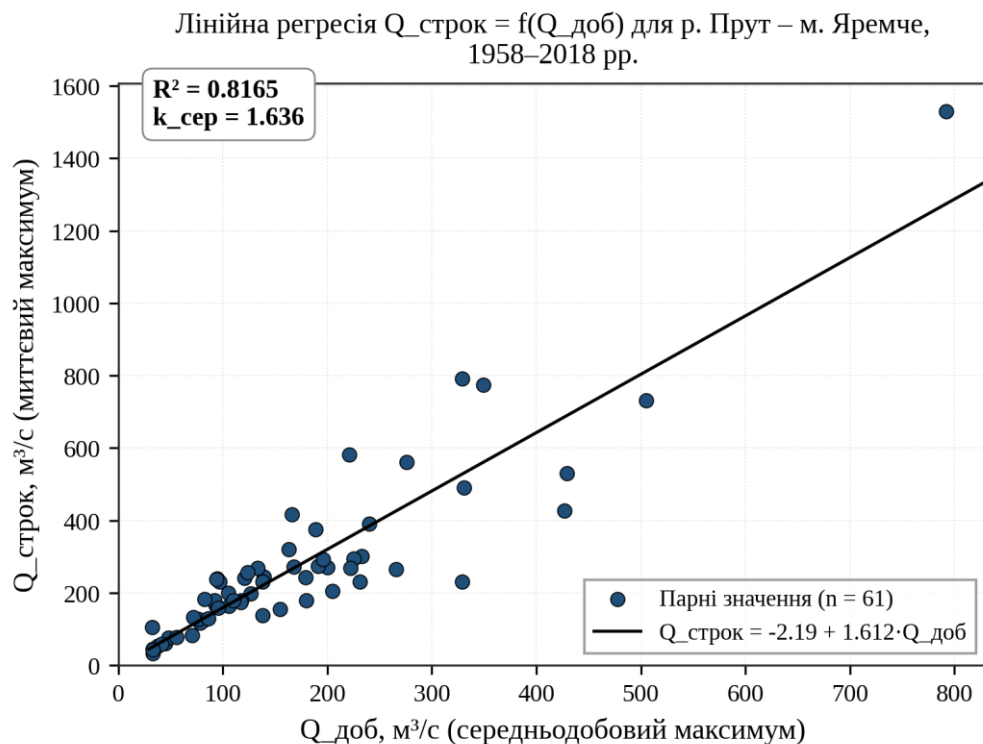


Рис. 4.7 – Лінійна регресія $Q_{\text{строк}} = f(Q_{\text{доб}})$ для р. Прут – м. Яремче, 1958–2018 рр.

Для р. Прут – м. Яремче лінійна регресія за $n = 61$ парами річних максимумів дає рівняння $Q_{\text{строк}} = -2,19 + 1,612 \cdot Q_{\text{доб}}$ з коефіцієнтом детермінації $R^2 = 0,8165$ і усередненим співвідношенням $k_{\text{сеп}} = 1,636$.

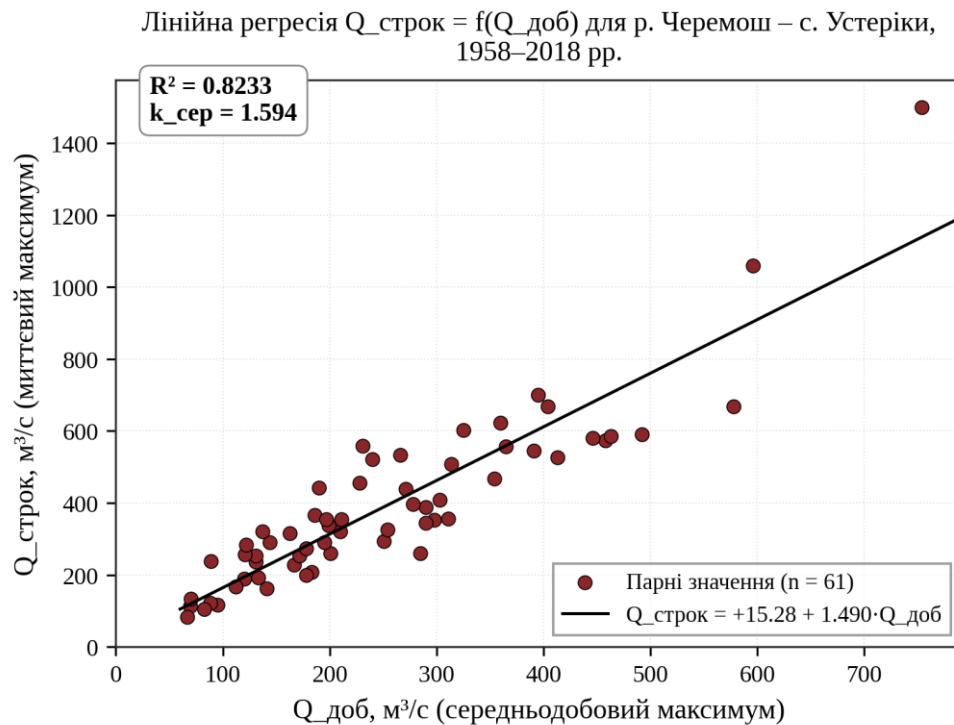


Рис. 4.8 – Лінійна регресія $Q_{\text{строк}} = f(Q_{\text{доб}})$ для р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр.

Для р. Черемош – с. Устеріки відповідне рівняння має вигляд $Q_{\text{строк}} = +15,28 + 1,490 \cdot Q_{\text{доб}}$ з $R^2 = 0,8233$ і $k_{\text{сер}} = 1,594$. Високі значення коефіцієнта детермінації для обох постів ($R^2 > 0,8$) свідчать про тісний статистичний зв'язок між середньодобовими і строковими максимумами, проте слід зазначити, що цей зв'язок є статистичним, а не функціональним: для жодного конкретного року передбачення $Q_{\text{строк}}$ за значенням $Q_{\text{доб}}$ має істотну неекспліковану варіацію близько 18–19 % дисперсії.

Усереднене співвідношення $k = Q_{\text{строк}} / Q_{\text{доб}}$ у межах 1,59–1,64 для обох гідропостів характеризує паводки басейну Пруту як швидкоплинні гірські події з вираженим піком добового гідрографа. Для р. Прут – м. Яремче індивідуальні значення k у вибірці варіюються від 0,70 до 3,24, для р. Черемош – с. Устеріки — від 0,91 до 2,68. Така значна мінливість k відображає неоднорідність типу паводків: окремі події мають розтягнутий у часі гідрограф із плавним зниженням після піку (k близько 1), інші — короткі гострі піки тривалістю кілька годин у межах однієї доби (k понад 2,5). Для практичних розрахунків коректним є використання саме регресійного рівняння, а не

середнього коефіцієнта переходу, оскільки регресія враховує гетероскедастичність розкиду пар ($Q_{\text{доб}}$, $Q_{\text{строк}}$) на всьому діапазоні значень.

Отримані усереднені значення коефіцієнта переходу ($k_{\text{сер}} = 1,636$ для р. Прут – м. Яремче і $k_{\text{сер}} = 1,594$ для р. Черемош – с. Устеріки) узгоджуються з раніше опублікованими узагальненнями для річок басейнів Пруту і Сірету в межах України, де на основі даних 12 гідрометричних постів встановлено, що для гірських водозборів зі середніми висотами 1000–1200 м.абс. співвідношення між максимальними строковими і середньодобовими витратами води становить у середньому 1,7–1,9, а для передгірських водозборів зі середніми висотами близько 400 м.абс. — 1,4–1,6 [8]. Значення коефіцієнтів, отриманих у цій роботі, відповідають проміжному положенню водозборів досліджуваних постів у межах басейну.

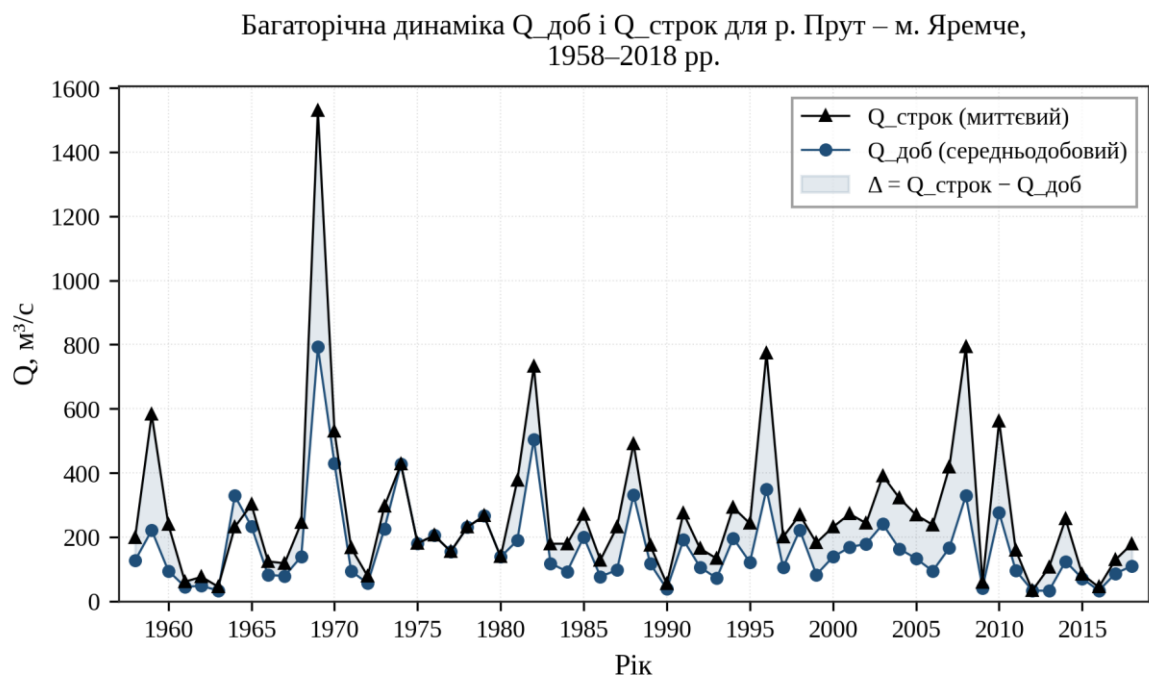


Рис. 4.9, а – Багаторічна динаміка $Q_{\text{доб}}$ і $Q_{\text{строк}}$ для р. Прут – м. Яремче, 1958–2018 рр.

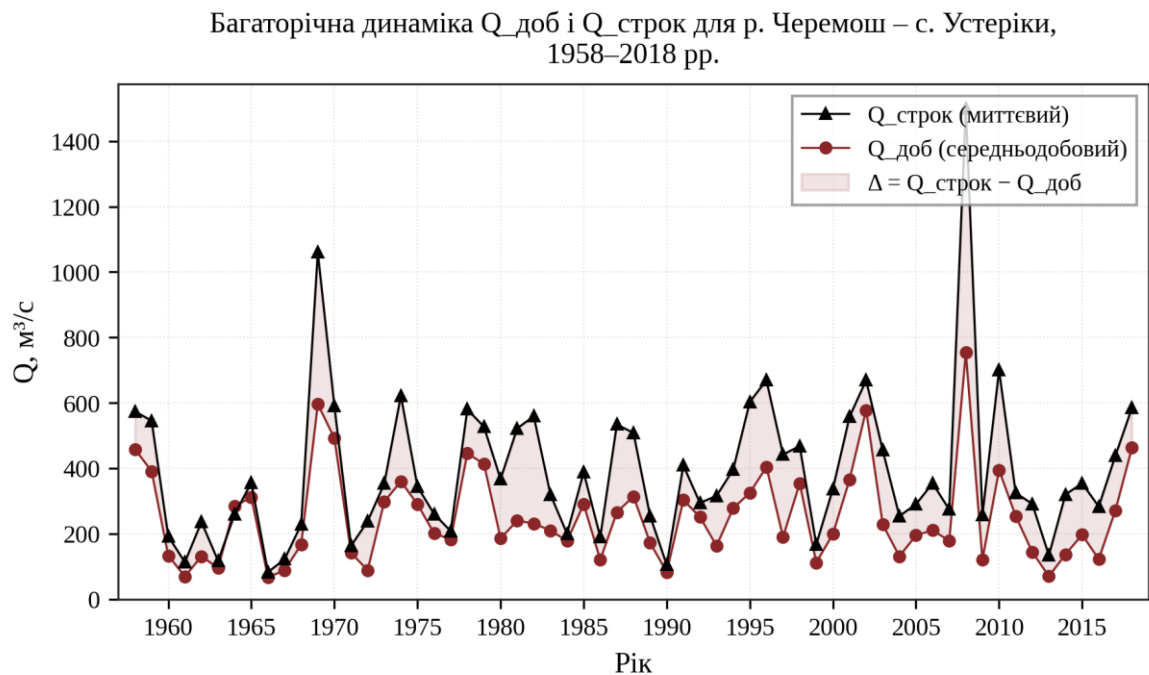


Рис. 4.9, б – Багаторічна динаміка $Q_{\text{доб}}$ і $Q_{\text{строк}}$ для р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр.

Накладені часові ряди $Q_{\text{доб}}$ і $Q_{\text{строк}}$ на рис. 4.9, а, б демонструють систематичне перевищення строкових значень над середньодобовими у кожному році розрахункового періоду. Заштрихована область між кривими показує річну величину $\Delta = Q_{\text{строк}} - Q_{\text{доб}}$, яка є наочною мірою «гостроти» гідрографа паводку. Найбільші різниці спостерігаються для р. Прут – м. Яремче у 1969 р. ($Q_{\text{доб}} = 792 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{\text{строк}} = 1530 \text{ м}^3/\text{с}$, $\Delta = 738 \text{ м}^3/\text{с}$) і у 2013 р. ($Q_{\text{доб}} = 32,4 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{\text{строк}} = 105 \text{ м}^3/\text{с}$, $\Delta = 72,6 \text{ м}^3/\text{с}$ з $k = 3,24$ — максимальне значення вибірки). Для р. Черемош – с. Устеріки найбільша різниця зафіксована у 2008 р. ($Q_{\text{доб}} = 752 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{\text{строк}} = 1500 \text{ м}^3/\text{с}$, $\Delta = 748 \text{ м}^3/\text{с}$).

Окремий науковий інтерес становлять роки, в яких річний максимум витрати води перевищує прийнятий поріг Q_0 , але при цьому добовий гідрограф жодного дня не досяг цього порогу і відповідно жодна подія не увійшла до ряду PDS. Такі роки характеризуються флеш-режимом дощового паводку: вода піднімається до високого миттєвого піка протягом декількох годин і так само швидко спадає, не залишаючи у середньодобовому ряду помітного

перевищення. Хронологічну і кількісну характеристику таких років наведено на рис. 4.10.

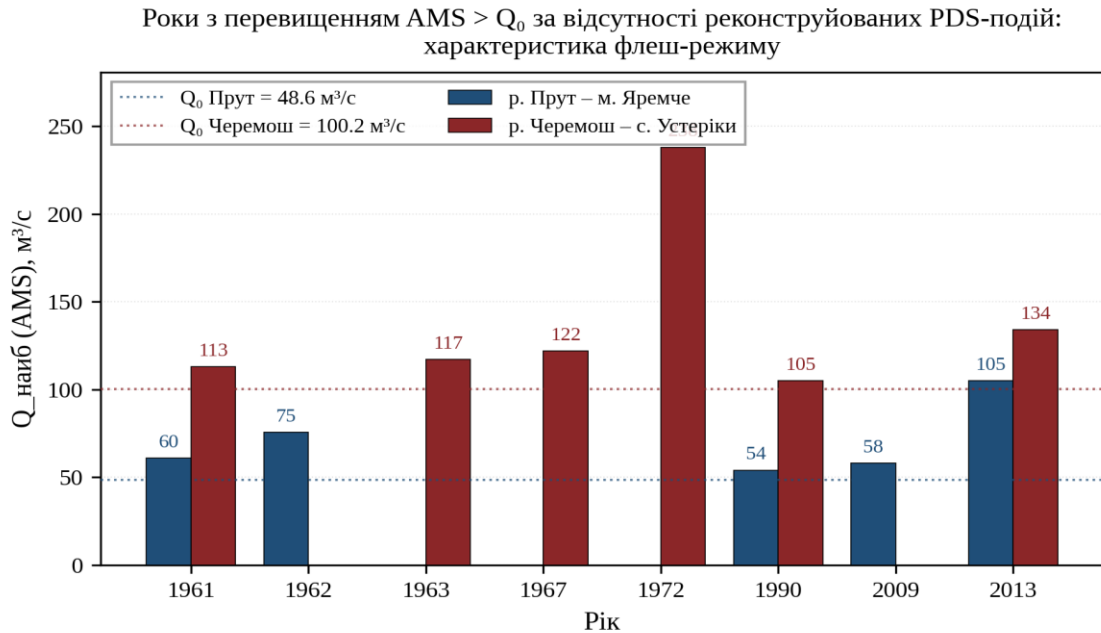


Рис. 4.10 – Роки з перевищенням $AMS > Q_0$ за відсутності реконструйованих PDS-подій: характеристика флеш-режиму, 1958–2018 рр.

Усього на двох гідропостах виявлено 8 унікальних років з характеристиками флеш-режиму, з них 5 років для р. Прут – м. Яремче (1961, 1962, 1990, 2009, 2013 рр. з річними максимумами AMS у межах 54–105 м³/с) і 6 років для р. Черемош – с. Устеріки (1961, 1963, 1967, 1972, 1990, 2013 рр. з AMS у межах 105–238 м³/с). Три з цих років (1961, 1990, 2013) є спільними для обох постів, що свідчить про регіональний характер відповідних метеорологічних умов: коротка інтенсивна злива з обмеженим часом тривання у пасивний для добового стоку сезон. Особливу увагу привертає рік 1972 на р. Черемош – с. Устеріки з річним максимумом $AMS = 238 \text{ м}^3/\text{с}$ (значно вище за поріг $Q_0 = 82,5 \text{ м}^3/\text{с}$), у якому добовий гідрограф не зафіксував жодного перевищення порогу. Цей випадок є класичним прикладом флеш-паводка з тривалістю піка у межах декількох годин і дає підстави для додаткової методологічної обережності при інтерпретації результатів статистичного

аналізу гірських річок Карпатського регіону на основі тільки середньодобових даних.

Підсумовуючи проведений у підрозділі аналіз, слід зазначити, що ряди річних максимумів і максимумів часткової тривалості, хоча і базуються на спільному фізичному явищі — дощовому паводку, — описують його з принципово різних точок зору і дають різні статистичні характеристики його повторюваності. Спільне використання обох рядів, як це передбачено методологією роботи, дозволяє отримати багатогранну і методологічно захищену оцінку повторюваності дощових паводків. Регресійний зв'язок між $Q_{\text{доб}}$ і $Q_{\text{строк}}$ з $R^2 > 0,8$ для обох постів формалізує перехід між цими двома характеристиками. Окрема ідентифікація флеш-років як методологічно проблемних подій є оригінальним внеском роботи та важливим застереженням для прикладних розрахунків.

Детальні розрахункові таблиці забезпеченості й періодів повторюваності рядів річних максимумів для обох гідрологічних постів, а також узагальнена таблиця порівняння двох рядів за рангами, наведено у Додатку Б.

Висновки до 4 розділу

У четвертому розділі виконано основні статистичні розрахунки частоти та періодів повторюваності дощових паводків. Розрахункові криві забезпеченості побудовано за розподілом Пірсона III типу та розподілом Крицького-Менкеля; розбіжність значень розрахункових витрат $Q_{1\%}$ між двома розподілами не перевищує 4 % для обох гідропостів, що підтверджує методологічну стійкість оцінок. Для р. Прут – м. Яремче $Q_{1\%}$ становить 1233 м³/с (Пірсон III) і 1196 м³/с (Крицький-Менкель); для р. Черемош – с. Устеріки відповідно 1252 м³/с і 1213 м³/с. Лінійна регресія $Q_{\text{строк}} = f(Q_{\text{доб}})$ за $n = 61$ парою річних максимумів дала високі значення коефіцієнта детермінації ($R^2 = 0,8165$ для р. Прут – м. Яремче і $R^2 = 0,8233$ для р. Черемош – с. Устеріки), що

свідчить про тісний статистичний зв'язок між середньодобовими і строковими максимумами. Усереднені значення коефіцієнта переходу $k_{\text{сер}} = 1,636$ і $k_{\text{сер}} = 1,594$ характеризують паводки басейну Пруту як швидкоплинні гірські події. Окремо ідентифіковано 8 унікальних років із характеристиками флеш-режиму паводкового стоку.

РОЗДІЛ 5. АНАЛІЗ СУЧАСНИХ ЗМІН ЧАСТОТИ ТА ПЕРІОДІВ ПОВТОРЮВАНOSTІ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ БАСЕЙНУ ПРУТУ

Аналіз багаторічних трендів максимальних витрат води. Для оцінки наявності монотонних змін у багаторічних рядах річних максимумів витрат води застосовано два незалежні статистичні підходи: параметричний — лінійна регресія $Q_{\text{наиб}} = f(\text{рік})$ із перевіркою значущості нахилу за t -критерієм, і непараметричний — критерій Манна-Кендалла. Обидва тести проведено на рівні значущості $\alpha = 0,05$. Такий двоплановий підхід є стандартною практикою для перевірки наявності трендів у гідрологічних часових рядах, оскільки параметричний тест чутливий до конкретної форми розподілу залишків, а непараметричний — стійкий до відхилень від нормальності і викидів.

Для ряду річних максимумів р. Прут – м. Яремче ($n = 61$) лінійна регресія дає нахил тренду $-1,076 \text{ м}^3/\text{с}/\text{рік}$ при коефіцієнті кореляції $r = -0,081$ ($r^2 = 0,007$). Розрахункове значення t -критерію для нахилу не досягає критичного: відповідне p -значення становить $0,535$, що значно перевищує $\alpha = 0,05$. Критерій Манна-Кендалла підтверджує цей результат: тау-статистика $\tau = -0,004$ при $Z = -0,044$ ($p = 0,965$). На основі обох тестів гіпотезу про наявність монотонного тренду відхилити не вдається.

Для ряду річних максимумів р. Черемош – с. Устеріки ($n = 61$) лінійна регресія дає нахил тренду $+2,091 \text{ м}^3/\text{с}/\text{рік}$ при коефіцієнті кореляції $r = +0,158$ ($r^2 = 0,025$). Розрахункове p -значення становить $0,219$, що також не дозволяє відхилити нульову гіпотезу про відсутність тренду. Критерій Манна-Кендалла дає $\tau = +0,125$ при $Z = +1,419$ і $p = 0,156$, що узгоджується з результатом параметричного тесту.

Отримані результати свідчать про статистичну стаціонарність рядів

річних максимумів витрат води для обох гідрологічних постів у межах розрахункового періоду 1958–2018 рр.: жоден з чотирьох виконаних тестів не виявив монотонного тренду на рівні значущості 0,05. Спостережені нахили ($-1,08 \text{ м}^3/\text{с}/\text{рік}$ для р. Прут і $+2,09 \text{ м}^3/\text{с}/\text{рік}$ для р. Черемош) мають протилежні знаки, що додатково підтверджує відсутність регіонально-узгодженої спрямованості зміни середніх характеристик річних максимумів. Цей висновок є важливим обмеженням для подальшого аналізу: розрахункові криві забезпеченості, обчислені у Розділі 4 на основі всього 61-річного періоду, не потребують поділу або корекції за часовою динамікою за середніми значеннями.

Порівняння статистичних характеристик підперіодів. Для додаткової перевірки гіпотези про сталість статистичних характеристик у часі ряди річних максимумів поділено на два суміжні підперіоди приблизно однакової тривалості: 1958–1987 рр. ($n_1 = 30$) і 1988–2018 рр. ($n_2 = 31$). Цей підхід дозволяє виявити можливі зсуви у середньому значенні або у дисперсії, які можуть бути пропущені тестами на монотонний тренд. Результати перевірки на однорідність за критеріями Фішера, Стьюдента і Вілкоксона–Манна–Уїтні детально розглянуто у підрозділі 3.2; тут наводяться додаткові кількісні характеристики двох підперіодів.

Для р. Прут – м. Яремче середнє багаторічне значення річного максимуму витрати води у першому підперіоді становить $\bar{Q}_1 = 283,80 \text{ м}^3/\text{с}$, у другому — $\bar{Q}_2 = 259,04 \text{ м}^3/\text{с}$. Різниця $\Delta = -24,76 \text{ м}^3/\text{с}$ (відносна зміна $-8,7 \%$) не є статистично значущою за критерієм Стьюдента ($t = 0,405 < t_{\text{кр}} = 2,001$; $p = 0,687$). Водночас за критерієм Фішера спостерігається значуща неоднорідність дисперсій ($F = 2,272 > F_{\text{кр}} = 1,847$): дисперсія першого підперіоду ($s_1^2 = 79\,766,6 \text{ м}^6/\text{с}^2$) перевищує дисперсію другого ($s_2^2 = 35\,107,0 \text{ м}^6/\text{с}^2$) приблизно у 2,3 рази. Таким чином, для р. Прут – м. Яремче не виявлено значущої зміни центральної тенденції ряду, проте спостерігається зміна структури мінливості, що може свідчити про зменшення розмаху коливань між паводковими і пасивними роками у другій половині розрахункового періоду.

Для р. Черемош – с. Устеріки середнє багаторічне значення у першому підперіоді становить $\bar{Q}_1 = 361,68 \text{ м}^3/\text{с}$, у другому — $\bar{Q}_2 = 419,61 \text{ м}^3/\text{с}$. Різниця $\Delta = +57,93 \text{ м}^3/\text{с}$ (відносна зміна +16,0 %) також не є статистично значущою за критерієм Стюдента ($t = 0,963 < t_{\text{кр}} = 2,001$; $p = 0,339$). Дисперсії підперіодів суттєво не відрізняються ($F = 1,395 < F_{\text{кр}} = 1,847$), що підтверджує однорідність ряду р. Черемош у статистичному сенсі. Спостережене збільшення середнього значення приблизно на 16 % у другому підперіоді є кількісним фактом, який, однак, не досягає рівня статистичної значущості на $n = 61$, і не може інтерпретуватися як підтверджена тенденція.

Розподіл подій ряду PDS за десятирічними інтервалами. Додатковою кількісною характеристикою багаторічної динаміки паводкового режиму є розподіл подій ряду максимумів часткової тривалості за десятирічними інтервалами розрахункового періоду. На відміну від ряду річних максимумів, який утримує лише найбільше значення на рік, ряд PDS відображає всі незалежні паводкові події і дозволяє оцінити зміну частоти паводків середньої інтенсивності у часі. Для р. Прут – м. Яремче ($n_{\text{PDS}} = 246$) і р. Черемош – с. Устеріки ($n_{\text{PDS}} = 202$) розраховано середню кількість подій на рік для шести послідовних десятиріч.

Для р. Прут – м. Яремче середня річна щільність ряду PDS змінюється у часі нерівномірно: 3,00 події/рік у 1958–1967 рр.; 4,10 події/рік у 1968–1977 рр.; 4,20 події/рік у 1978–1987 рр.; 5,40 події/рік у 1988–1997 рр.; 4,60 події/рік у 1998–2007 рр.; 3,00 події/рік у 2008–2018 рр. Найвища щільність припадає на десятиріччя 1988–1997 рр., після чого простежується поступове зниження. Середня багаторічна щільність ряду становить 4,03 події/рік.

Для р. Черемош – с. Устеріки часова структура подібна: 2,50 події/рік у 1958–1967 рр.; 4,00 події/рік у 1968–1977 рр.; 3,30 події/рік у 1978–1987 рр.; 3,30 події/рік у 1988–1997 рр.; 3,80 події/рік у 1998–2007 рр.; 3,00 події/рік у 2008–2018 рр. Найвища щільність припадає на десятиріччя 1968–1977 рр., середня багаторічна — 3,31 події/рік. Найнижча щільність спостерігається у першому десятиріччі (1958–1967 рр.) для обох постів, що може пояснюватися

фактичною стаціонарністю гідрологічного режиму до початку зростання загальної кількості зафіксованих паводкових подій.

Обидва ряди демонструють подібну загальну форму часової структури: зростання щільності подій від першого до третього десятиріччя розрахункового періоду з наступним поступовим зниженням у останніх десятиріччях. Така динаміка не суперечить висновкам про стаціонарність рядів річних максимумів за середніми значеннями: збільшення кількості зафіксованих PDS-подій у середині розрахункового періоду відбувається переважно завдяки подіям середньої інтенсивності і не приводить до значущої зміни річних максимумів. Окремою імовірною причиною спостереженої часової структури є удосконалення методики реєстрації середньодобових витрат води у Гідрологічному щорічнику у 1960-х роках. Це питання виходить за межі статистичного аналізу самих значень витрат і потребує окремого аналізу інструментальної історії гідрологічних постів, що не входить у завдання цієї роботи. Статистичні показники індивідуальних аномалій річних максимумів для р. Прут – м. Яремче і р. Черемош – с. Устеріки наведено у Додатку В і Додатку Г відповідно.

Висновки до 5 розділу

Узагальнення результатів статистичного аналізу багаторічних рядів річних максимумів і максимумів часткової тривалості за період 1958–2018 рр. дозволяє сформулювати такі аргументовані положення щодо часової динаміки паводкового режиму у басейні річки Прут у межах України.

По-перше, монотонного тренду річних максимумів витрат води для обох гідрологічних постів не виявлено. Параметричний тест на значущість нахилу лінійної регресії і непараметричний критерій Манна-Кендалла дають р-значення значно вищі за прийнятий рівень значущості $\alpha = 0,05$ для обох рядів. Це означає, що на основі наявної 61-річної вибірки твердження про наявність

систематичного зростання або зменшення річних максимумів витрат води у басейні річки Прут не може бути статистично обґрунтовано.

По-друге, порівняння двох підперіодів (1958–1987 рр. і 1988–2018 рр.) не виявило статистично значущих змін середніх значень річних максимумів для жодного з гідропостів. Спостережене зменшення середньої витрати на р. Прут – м. Яремче ($-8,7\%$) і збільшення на р. Черемош – с. Устеріки ($+16,0\%$) є кількісними характеристиками вибірки, які не досягають рівня значущості за t -критерієм. Для р. Прут – м. Яремче зафіксована неоднорідність дисперсій підперіодів ($F = 2,272 > F_{\text{кр}} = 1,847$), яка може свідчити про зменшення розмаху коливань витрат між паводковими і пасивними роками у другому підперіоді, проте центральна тенденція ряду залишається статистично сталою.

По-третє, розподіл подій ряду PDS за десятирічними інтервалами демонструє нерівномірну часову структуру з максимальною щільністю у 1968–1987 рр. і поступовим зниженням у наступних десятиріччях для обох постів. Така структура не суперечить висновкам про стаціонарність ряду річних максимумів, оскільки коливання частоти PDS-подій формуються переважно за рахунок паводків середньої інтенсивності і не змінюють істотно структуру річних екстремумів.

По-четверте, отримані результати означають, що розрахункові криві забезпеченості, побудовані у Розділі 4 на основі повного 61-річного періоду, є застосовними для практичних розрахунків розрахункових витрат води у басейні річки Прут без додаткового поділу на підперіоди або корекції за часовою динамікою. Якщо у майбутньому отримати істотно довший ряд спостережень, дослідження часової динаміки паводкового режиму може бути повторено з вищою статистичною роздільною здатністю; на основі наявних даних, однак, гіпотеза про стаціонарність ряду річних максимумів не може бути відхилена.

Слід окремо зазначити, що отримані висновки про стаціонарність стосуються лише статистичних характеристик ряду річних максимумів витрат води і не виключають можливих змін інших аспектів паводкового режиму

(сезонного розподілу, тривалості паводкових хвиль, об'ємів стоку), які виходять за межі завдань цієї роботи. Питання довгострокових змін гідрологічного режиму у басейнах гірських приток Дунаю активно досліджується у сучасній літературі; узагальнення цих даних виходить за межі завдань кваліфікаційної роботи і не повинно підмінювати безпосереднього статистичного результату, отриманого у цьому розділі.

Отриманий висновок про відсутність статистично значущого тренду максимальних витрат води у межах розрахункового періоду узгоджується з результатами раніше виконаного дослідження багаторічної мінливості максимального стоку води річок басейнів Пруту і Сірету в межах України, у якому за аналізом сумарних та різницевих інтегральних кривих, а також ковзного осереднення для 12 гідрометричних постів не виявлено помітних довготривалих змін у режимі максимального стоку і не вдалося виокремити стійкої тривалої циклічної складової [8]

ВИСНОВКИ

У кваліфікаційній роботі виконано статистичний аналіз частоти та періодів повторюваності дощових паводків на річках басейну Пруту в межах України за період 1958–2018 рр. на прикладі двох гідрологічних постів: р. Прут – м. Яремче (площа водозбору $F = 597 \text{ км}^2$) і р. Черемош – с. Устеріки ($F = 1480 \text{ км}^2$). За результатами виконаного дослідження сформульовано такі основні висновки.

1. Басейн річки Прут у межах України розташований переважно у Карпатському регіоні, характеризується значною розчленованістю рельєфу, переважанням гірських і передгірських територій та високою інтенсивністю атмосферних опадів у теплий період року. Такі фізико-географічні умови зумовлюють виражений імпульсний характер формування дощових паводків з коротким часом руху паводкової хвилі та значними амплітудами максимальних витрат води. Регуляторна роль ґрунтового-рослинного покриву в умовах інтенсивних опадів і крутих схилів є обмеженою, що додатково сприяє швидкому формуванню паводкового стоку.

2. Методичною основою роботи є паралельне використання двох взаємодоповнюючих типів статистичних рядів — ряду річних максимумів (AMS) і ряду максимумів часткової тривалості (PDS). Ряд AMS формується із значень місячних строкових максимумів витрати води $Q_{\text{наиб}}$ за теплий період року (травень–жовтень) для кожного з 61 календарного року спостережень. Ряд PDS формується з усіх незалежних паводкових подій, які перевищують поріг Q_0 , виявлений за алгоритмом реконструкції подій з добового ряду витрат води з критеріями незалежності за часовим інтервалом (≥ 3 діб) та глибиною провалу гідрографа між суміжними піками ($< 0,66$ від меншого з піків). Однорідність рядів перевірено трьома незалежними критеріями: Фішера, Стюдента і Вілкоксона–Манна–Уїтні. Параметри

теоретичних розподілів оцінено методом моментів із виправленням зміщеності для скінченних вибірок. Розрахункові криві забезпеченості побудовано за розподілом Пірсона III типу як основним та за розподілом Крицького-Менкеля як допоміжним для контролю стійкості оцінок.

3. Сформовані ряди річних максимумів за період 1958–2018 рр. ($n = 61$) характеризуються високою мінливістю максимальних витрат води. Для р. Прут – м. Яремче середнє багаторічне значення становить $\bar{Q} = 271,2 \text{ м}^3/\text{с}$, коефіцієнт варіації $C_v = 0,875$, коефіцієнт асиметрії $C_s = 3,011$, співвідношення $C_s/C_v = 3,44$. Для р. Черемош – с. Устеріки відповідні значення становлять $\bar{Q} = 391,1 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 0,600$, $C_s = 2,122$, $C_s/C_v = 3,54$. Обидва значення співвідношення C_s/C_v потрапляють у нормативно прийнятний для гірських річок Карпатського регіону діапазон. Виявлений вищий коефіцієнт варіації для р. Прут – м. Яремче порівняно з р. Черемош – с. Устеріки відображає більшу мінливість максимальних витрат води у верхній частині басейну з меншою площею водозбору.

4. Сформовані ряди максимумів часткової тривалості налічують $n_PDS = 246$ подій для р. Прут – м. Яремче і $n_PDS = 202$ події для р. Черемош – с. Устеріки. Базовий поріг прийнято рівним мінімальному значенню ряду річних максимумів ($Q_0 = \min(AMS)$): $Q_0 = 32,9 \text{ м}^3/\text{с}$ для р. Прут – м. Яремче і $Q_0 = 82,5 \text{ м}^3/\text{с}$ для р. Черемош – с. Устеріки, що відповідає методиці кафедри формування рядів часткової тривалості як простого ряду перевищень. Щільність сформованих рядів становить 4,03 і 3,31 події/рік відповідно. Допоміжна процедура контролю якості вихідних даних застосована для верифікації джерельної відповідності добових і строкових значень і виявила три поодинокі джерельні невідповідності щорічника, що не впливають на основний механізм формування ряду.

5. Перевірка однорідності рядів річних максимумів за критеріями Фішера, Стюдента і Вілкоксона–Манна–Уїтні з поділом на підперіоди 1958–1987 рр. ($n_1 = 30$) і 1988–2018 рр. ($n_2 = 31$) дала такі результати. Для р. Прут – м. Яремче критерій Фішера показав значущу неоднорідність дисперсій ($F =$

$2,272 > F_{кр} = 1,847$), тоді як критерії Стюдента ($t = 0,405 < t_{кр} = 2,001$) і Вілкоксона–Манна–Уїтні ($U = 454,5$ у межах допустимого діапазону $[329,1; 600,9]$) не виявили значущих відмінностей у центральній тенденції і у розподілах рангів. Для р. Черемош – с. Устеріки усі три критерії підтверджують однорідність ряду: $F = 1,395$, $t = 0,963$, $U = 385,5$. На основі цих результатів ряд р. Черемош – с. Устеріки визнано статистично однорідним, а для ряду р. Прут – м. Яремче зафіксовано часткову неоднорідність за дисперсією при сталій центральній тенденції, що не перешкоджає використанню повного 61-річного ряду у подальших розрахунках.

6. Розрахункові криві забезпеченості, побудовані за розподілом Пірсона III типу і за розподілом Крицького-Менкеля, демонструють задовільну апроксимацію емпіричних точок як ряду AMS, так і ряду PDS у центральній частині розподілу. Для ряду AMS р. Прут – м. Яремче розрахункова витрата 1-відсоткової забезпеченості становить $Q_{1\%} = 1233 \text{ м}^3/\text{с}$ за розподілом Пірсона III типу і $Q_{1\%} = 1196 \text{ м}^3/\text{с}$ за розподілом Крицького-Менкеля; для р. Черемош – с. Устеріки — $Q_{1\%} = 1252 \text{ м}^3/\text{с}$ і $Q_{1\%} = 1213 \text{ м}^3/\text{с}$ відповідно. Розбіжність між двома розрахунковими розподілами не перевищує 4 % у діапазоні практично значущих ймовірностей перевищення (1–50 %), що підтверджує методологічну стійкість оцінок до вибору конкретного параметричного розподілу.

7. Зіставлення кривих повторюваності рядів AMS і PDS у логарифмічній шкалі періоду повторюваності T і витрати води Q демонструє принципову відмінність двох підходів. Ряд AMS забезпечує оцінку розрахункових витрат у термінах річної ймовірності перевищення, тоді як ряд PDS точніше описує фактичну частоту паводкових подій завдяки істотно більшій кількості інформаційних точок (246 проти 61 для р. Прут – м. Яремче, 202 проти 61 для р. Черемош – с. Устеріки). Емпіричні криві обох рядів побудовано за формулою плотінг-позиції Вейбулла ($T = (N+1)/m$, $P = m/(N+1) \cdot 100$, $N = 61$), що забезпечує їх зіставність у єдиній шкалі періоду повторюваності. Систематичне зміщення емпіричних точок ряду PDS відносно ряду AMS

відображає методологічну особливість формування двох рядів і дає додаткову характеристику паводкового режиму, недоступну при використанні лише класичного ряду річних максимумів.

8. Дослідження зв'язку між середньодобовими ($Q_{\text{доб}}$) і строковими ($Q_{\text{строк}}$) максимальними витратами води методом лінійної регресії за $n = 61$ парою річних максимумів дало такі результати. Для р. Прут – м. Яремче: $Q_{\text{строк}} = -2,19 + 1,612 \cdot Q_{\text{доб}}$, $R^2 = 0,8165$, $k_{\text{сер}} = 1,636$ із діапазоном індивідуальних значень k від 0,70 до 3,24. Для р. Черемош – с. Устеріки: $Q_{\text{строк}} = 15,28 + 1,490 \cdot Q_{\text{доб}}$, $R^2 = 0,8233$, $k_{\text{сер}} = 1,594$ із діапазоном від 0,91 до 2,68. Високі значення коефіцієнта детермінації ($R^2 > 0,8$) свідчать про тісний статистичний зв'язок між двома характеристиками, при цьому значна мінливість індивідуальних коефіцієнтів k відображає неоднорідність типу паводкових подій і характеризує гірські річки басейну Пруту як водотоки з вираженим флеш-характером паводкового стоку.

9. Окремою характеристикою паводкового режиму є виявлення років з перевищенням річного максимуму над прийнятим порогом Q_0 за відсутності реконструйованих PDS-подій. Такі роки інтерпретуються як індикатори флеш-режиму: коротка інтенсивна паводкова хвиля піднімає миттєвий рівень води до високих значень, проте добовий гідрограф жодного дня не досягає порогу. На двох гідропостах виявлено 8 унікальних років з характеристиками флеш-режиму, з них 5 років для р. Прут – м. Яремче і 6 років для р. Черемош – с. Устеріки. Три з цих років (1961, 1990, 2013) є спільними для обох постів, що свідчить про регіональний характер відповідних метеорологічних умов.

10. Аналіз багаторічних трендів річних максимумів витрат води за період 1958–2018 рр., виконаний методом лінійної регресії з перевіркою значущості нахилу за t -критерієм та непараметричним критерієм Манна-Кендалла, не виявив статистично значущих монотонних змін для жодного з гідрологічних постів на рівні значущості $\alpha = 0,05$. Для р. Прут – м. Яремче нахил лінійного тренду становить $-1,076 \text{ м}^3/\text{с}/\text{рік}$ ($r = -0,081$, $p = 0,535$), критерій Манна-Кендалла дав $\tau = -0,004$ ($p = 0,965$). Для р. Черемош – с.

Устеріки нахил тренду становить $+2,091 \text{ м}^3/\text{с}/\text{рік}$ ($r = +0,158$, $p = 0,219$), критерій Манна-Кендалла дав $\tau = +0,125$ ($p = 0,156$). У всіх чотирьох тестах p -значення значно перевищує прийнятий рівень значущості, що дозволяє зробити висновок про статистичну стаціонарність рядів річних максимумів витрат води у межах розрахункового періоду.

11. Порівняння двох підперіодів (1958–1987 рр. і 1988–2018 рр.) додатково не виявило статистично значущих змін середніх значень річних максимумів. Для р. Прут – м. Яремче зафіксовано зменшення середнього значення з $\bar{Q}_1 = 283,80 \text{ м}^3/\text{с}$ до $\bar{Q}_2 = 259,04 \text{ м}^3/\text{с}$ (відносна зміна $-8,7 \%$), для р. Черемош – с. Устеріки — збільшення з $\bar{Q}_1 = 361,68 \text{ м}^3/\text{с}$ до $\bar{Q}_2 = 419,61 \text{ м}^3/\text{с}$ (відносна зміна $+16,0 \%$); жодна з цих змін не досягає рівня значущості за t -критерієм. Розподіл подій ряду PDS за десятирічними інтервалами демонструє нерівномірну часову структуру з найвищою щільністю у 1968–1987 рр. ($4,70$ – $4,90$ події/рік для р. Прут – м. Яремче та $2,90$ – $3,80$ події/рік для р. Черемош – с. Устеріки) і поступовим зниженням у наступних десятиріччях до $2,09$ події/рік у 2008–2018 рр. для обох постів. Така динаміка не суперечить висновкам про стаціонарність ряду річних максимумів, оскільки формується переважно подіями середньої інтенсивності.

12. Сукупність результатів роботи дозволяє стверджувати, що паводковий режим річок басейну Пруту у межах України за період 1958–2018 рр. описується як статистично стаціонарний у термінах річних максимумів витрат води, з вираженою високою мінливістю, типовою для гірських водотоків Карпатського регіону. Розрахункові криві забезпеченості, отримані у роботі, є статистично обґрунтованими в межах наявного 61-річного періоду спостережень. Підстав для тверджень про систематичне зростання або зменшення максимальних витрат води на основі наявної статистичної вибірки немає. Поєднання двох типів інформаційних рядів (AMS і PDS) забезпечує більш повну характеристику паводкового режиму, ніж класичний підхід виключно з рядом річних максимумів, і є придатним методичним

інструментом для оцінки повторюваності паводків у басейнах гірських приток Дунаю.

13. Практичне значення отриманих результатів полягає у наступному. сформовані ряди річних максимумів і максимумів часткової тривалості, обчислені статистичні параметри розподілів та побудовані розрахункові криві забезпеченості можуть бути використані при виконанні гідрологічних розрахунків для проектування гідротехнічних споруд, обґрунтуванні захисних і регулюючих заходів у басейні річки Прут, а також при оцінюванні ризиків паводкових затоплень для населених пунктів і господарських об'єктів. Регресійні залежності між середньодобовими і строковими максимальними витратами води дозволяють виконувати обґрунтовану реконструкцію миттєвих піків паводків у випадках, коли доступним є лише добовий ряд спостережень.

Таким чином, поставлену мету роботи досягнуто, а визначені завдання виконано у повному обсязі. Виконаний статистичний аналіз забезпечує методологічно захищену основу для характеристики повторюваності дощових паводків на річках басейну Пруту в межах України.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. ДБН В.2.4-8:2014. Визначення розрахункових гідрологічних характеристик. Київ : Мінрегіон України, 2014. Чинний з 01.01.2015. (Наказ Мінрегіону № 185 від 02.07.2014).
2. Загальна гідрологія : підручник / В.К. Хільчевський, О.Г. Ободовський, В.В. Гребінь та ін. Київ : ВПЦ «Київський університет», 2008. 399 с. ISBN 978-966-439-016-0.
3. Карабінюк М. М., Гнатяк І. С., Буряник О. О., Гостюк З. В., Карабінюк Я. В. Сучасна динаміка рівнів вод та їх паводкових підйомів у верхів'ї річки Прут у межах ландшафту Чорногора (Українські Карпати). Фізична географія та геоморфологія. 2021. Вип. 1-3(105-107). С. 7–17. DOI: <https://doi.org/10.17721/phgg.2021.1-3.01>.
4. Кравчук Я. С. Геоморфологія Передкарпаття. Львів : Меркатор, 1999. 188 с.
5. Кравчук Я. С. Геоморфологія Скибових Карпат. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2005. 232 с.
6. Кушлик-Дивульська О. І., Поліщук Н. В., Орел Б. П., Штабальок П. І. Теорія ймовірностей та математична статистика : навч. посіб. Київ : НТУУ «КПІ», 2010. 136 с.
7. Маринич О. М., Шищенко П. Г. Фізична географія України : підручник. 3-тє вид. Київ : Т-во «Знання», КОО, 2006. 479 с.
8. Москаленко С. О., Бесараб Ю. С., Лук'янець О. І. Максимальний стік води річок басейнів Пруту і Сірету в межах України та його багаторічна просторово-часова мінливість. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2020. № 1(56). С. 25–40. DOI: <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2020.1.3>.

9. Національний атлас України / НАН України, Інститут географії, Державна служба геодезії, картографії та кадастру; голов. ред. Л. Г. Руденко. Київ : ДНВП «Картографія», 2007.
10. Романюк М. С., Лук'янець О. І. Аналіз повторюваності дощових паводків в басейні Тиси (в межах України). Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2022. № 2(64). С. 22–29. DOI: <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2022.2.2>.
11. Сусідко М. М., Полякова С. О., Щербак А. В. Каталог характеристик дощових і сніго-дощових паводків на річках Карпатського регіону за 1989–2002 рр. Київ : УкрНДГМІ, 2006.
12. Хільчевський В. К., Гребінь В. В., Манукало В. О. Гідрологічний словник. Київ : ДІА, 2022. 236 с.
13. ЦГО — Центральна геофізична обсерваторія імені Бориса Срезневського. URL : <https://cgo-sreznevskyi.kyiv.ua/uk/> (дата звернення: 06.05.2026).
14. WMO-No. 168. Guide to Hydrological Practices. Volume II: Management of Water Resources and Application of Hydrological Practices. Geneva : World Meteorological Organization, 2009. 302 p.

ДОДАТКИ

ДОДАТОК А

**Статистично-аналітичні показники максимальних витрат води та параметрів
забезпеченості й періодів повторюваності дощових паводків річок басейну Пруту (р.
Прут – м. Яремче, р. Черемош – с. Устеріки) за період 1958–2018 рр.**

Річка – пост	Площа басейну (км2)	Сер. висота (м)	Похил річки (‰)	Лісистість (%)	Період аналізу
Прут – Яремча	597	990	9,6	87	1958–2018
Черемош – Устеріки	1500	1100	9,0	51	1958–2018
Б. Черемош – Яблуниця	552	1200	10,2	56	1958–2018
Ч. Черемош – Верховина	657	1200	11,4	57	1958–2018
Показник / Характеристика	р. Прут – м. Яремче	р. Черемош – с. Устеріки	Наукова інтерпретація		
Макс. імовірність (P_{min}), %	1,61	1,61	Відповідає найбільш рідкісному паводку за 62 роки спостережень.		
Макс. період (T_{max}), роки	62	62	Паводок, що трапляється раз на понад пів століття.		
Медіанна імовірність ($P_{50\%}$), %	50	50	Показник норми паводкового стоку (повторюваність раз на 2 роки).		
Мін. період (T_{min}), роки	1,01	1,01	Щорічні підйоми рівнів води низької амплітуди.		
Рік	Р Прут (%)	Т Прут	Р Черемош (%)	Т Черемош	
1958	1,6129	62	1,6129	62	
1959	3,2258	31	3,2258	31	
1960	4,8387	20,6667	4,8387	20,6667	
1961	6,4516	15,5	6,4516	15,5	
1962	8,0645	12,4	8,0645	12,4	
1963	9,6774	10,3333	9,6774	10,3333	
1964	11,2903	8,8571	11,2903	8,8571	
1965	12,9032	7,75	12,9032	7,75	
1966	14,5161	6,8889	14,5161	6,8889	
1967	16,1290	6,2	16,1290	6,2	
1968	17,7419	5,6364	17,7419	5,6364	
1969	19,3548	5,1667	19,3548	5,1667	
1970	20,9677	4,7692	20,9677	4,7692	
1971	22,5806	4,4286	22,5806	4,4286	
1972	24,1935	4,1333	24,1935	4,1333	
1973	25,8065	3,875	25,8065	3,875	
1974	27,4194	3,6471	27,4194	3,6471	
1975	29,0323	3,4444	29,0323	3,4444	
1976	30,6452	3,2632	30,6452	3,2632	
1977	32,2581	3,1	32,2581	3,1	
1978	33,8710	2,9524	33,8710	2,9524	
1979	35,4839	2,8182	35,4839	2,8182	
1980	37,0968	2,6957	37,0968	2,6957	
1981	38,7097	2,5833	38,7097	2,5833	

1982	40,3226	2,48	40,3226	2,48			
1983	41,9355	2,3846	41,9355	2,3846			
1984	43,5484	2,2963	43,5484	2,2963			
1985	45,1613	2,2143	45,1613	2,2143			
1986	46,7742	2,1379	46,7742	2,1379			
1987	48,3871	2,0667	48,3871	2,0667			
1988	50,0000	2	50,0000	2			
1989	51,6129	1,9375	51,6129	1,9375			
1990	53,2258	1,8788	53,2258	1,8788			
1991	54,8387	1,8235	54,8387	1,8235			
1992	56,4516	1,7714	56,4516	1,7714			
1993	58,0645	1,7222	58,0645	1,7222			
1994	59,6774	1,6757	59,6774	1,6757			
1995	61,2903	1,6316	61,2903	1,6316			
1996	62,9032	1,5897	62,9032	1,5897			
1997	64,5161	1,55	64,5161	1,55			
1998	66,1290	1,5122	66,1290	1,5122			
1999	67,7419	1,4762	67,7419	1,4762			
2000	69,3548	1,4419	69,3548	1,4419			
2001	70,9677	1,4091	70,9677	1,4091			
2002	72,5806	1,3778	72,5806	1,3778			
2003	74,1935	1,3478	74,1935	1,3478			
2004	75,8065	1,3191	75,8065	1,3191			
2005	77,4194	1,2917	77,4194	1,2917			
2006	79,0323	1,2653	79,0323	1,2653			
2007	80,6452	1,24	80,6452	1,24			
2008	82,2581	1,2157	82,2581	1,2157			
2009	83,8710	1,1923	83,8710	1,1923			
2010	85,4839	1,1698	85,4839	1,1698			
2011	87,0968	1,1481	87,0968	1,1481			
2012	88,7097	1,1273	88,7097	1,1273			
2013	90,3226	1,1071	90,3226	1,1071			
2014	91,9355	1,0877	91,9355	1,0877			
2015	93,5484	1,0690	93,5484	1,0690			
2016	95,1613	1,0508	95,1613	1,0508			
2017	96,7742	1,0333	96,7742	1,0333			
2018	98,3871	1,0164	98,3871	1,0164			
Річка – пост	п (років)	Q, м³/с	Мінімум Q, м³/с	Максимум Q, м³/с	Розмах R, м³/с	σ, м³/с	C _v
Прут – м. Яремче	61	271,2	32,9	1530	1497,1	237,2	0,875
Черемош – с. Устеріки	61	391,1	82,5	1500	1417,5	234,8	0,600
m	Рік (Прут)	Q Прут, м³/с	Рік (Черемош)	Q Черемош , м³/с	P, %	T, роки	
1	1969	1530	2008	1500	3.12	32.00	
2	1974	1080	1969	1060	6.25	16.00	
3	2008	792	2010	700	9.38	10.67	
4	1982	782	1996	669	12.50	8.00	
5	1996	774	2002	669	15.62	6.40	
6	1979	640	1974	622	18.75	5.33	
7	1959	582	1995	603	21.88	4.57	

8	2010	561	1970	590	25.00	4.00
9	1970	530	2018	585	28.12	3.56
10	1988	491	1978	580	31.25	3.20
11	2007	417	1958	574	34.38	2.91
12	2003	391	1982	559	37.50	2.67
13	1981	376	2001	557	40.62	2.46
14	1978	331	1959	545	43.75	2.29
15	1977	321	1987	534	46.88	2.13
16	2004	321	1979	527	50.00	2.00
17	1980	311	1981	522	53.12	1.88
18	1965	301	1988	508	56.25	1.78
19	1976	298	1998	468	59.38	1.68
20	1994	292	2003	455	62.50	1.60
21	1975	284	1997	442	65.62	1.52
22	1991	274	2017	438	68.75	1.45
23	2001	272	1991	409	71.88	1.39
24	1985	270	1994	396	75.00	1.33
25	1998	269	1985	388	78.12	1.28
26	2005	269	1980	367	81.25	1.23
27	2014	256	1965	356	84.38	1.19
28	1968	244	2006	354	87.50	1.14
29	2002	243	2015	354	90.62	1.10
30	1995	242	1973	353	93.75	1.07
31	1960	239	1975	344	96.88	1.03

Статистичні показники Р %

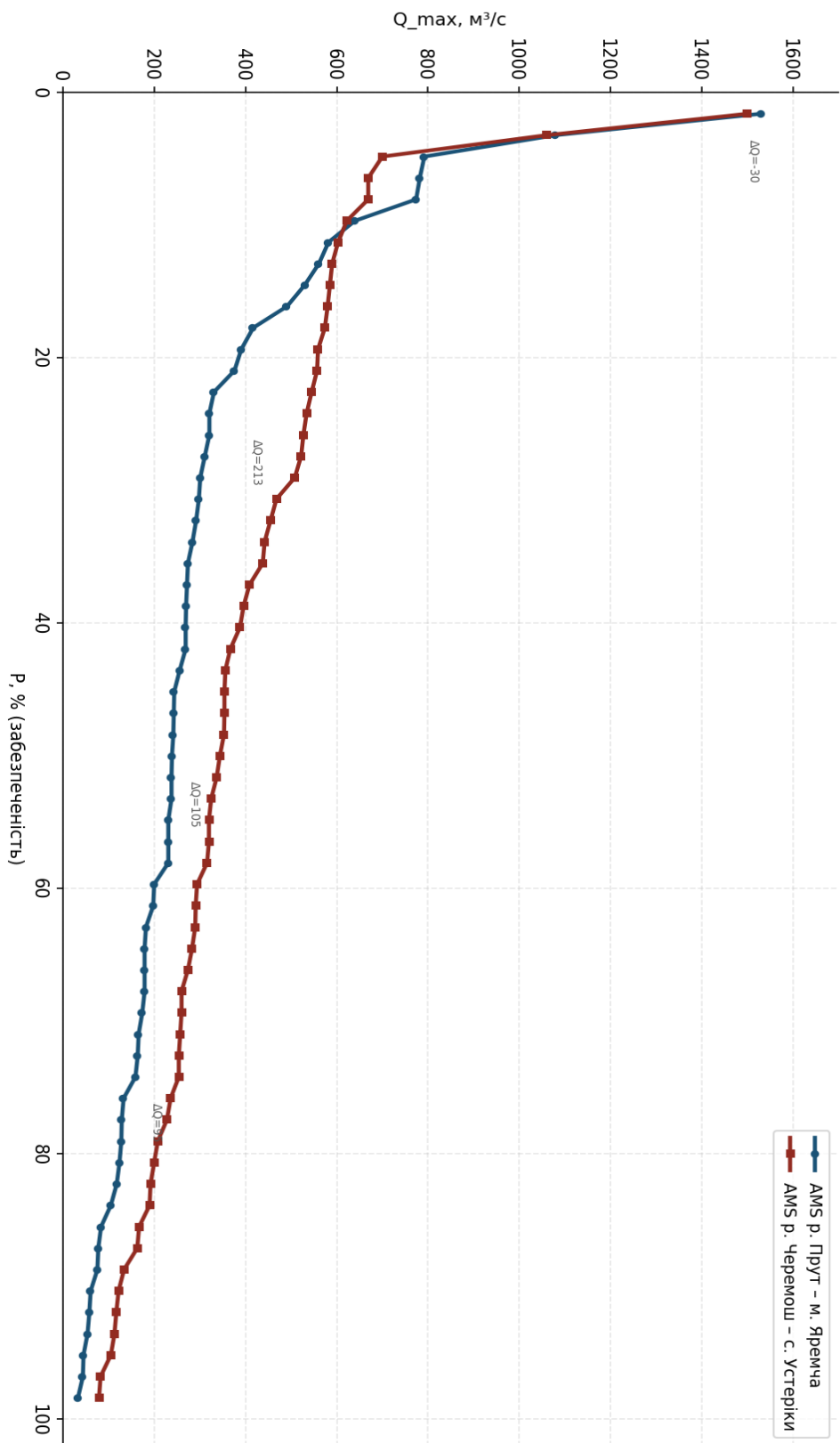


Рис. 4.7 - Порівняння емпіричних кривих AMS р. Прут та р. Черемош, 1958-2018 рр.

Рік	Q _{max} Прут, м³/с	Q _{max} Черемош, м³/с
1958	198	574
1959	582	545
1960	239	192
1961	60.8	113
1962	75.6	236
1963	45.1	117
1964	231	260
1965	301	356
1966	124	82.5
1967	118	122
1968	244	228
1969	1530	1060
1970	530	590
1971	166	163
1972	77.6	79.1
1973	238	353
1974	1080	622
1975	284	344
1976	298	260
1977	321	208
1978	331	580
1979	640	527
1980	311	367
1981	376	522
1982	782	559
1983	179	320
1984	179	200
1985	270	388
1986	128	190
1987	231	534
1988	491	508
1989	174	254
1990	54	105
1991	274	409
1992	164	294
1993	133	316
1994	292	396
1995	242	603
1996	774	669
1997	200	442
1998	269	468
1999	182	167
2000	231	337
2001	272	557
2002	243	669
2003	391	455
2004	321	254
2005	269	290
2006	238	354
2007	417	274
2008	792	1500
2009	58	257
2010	561	700

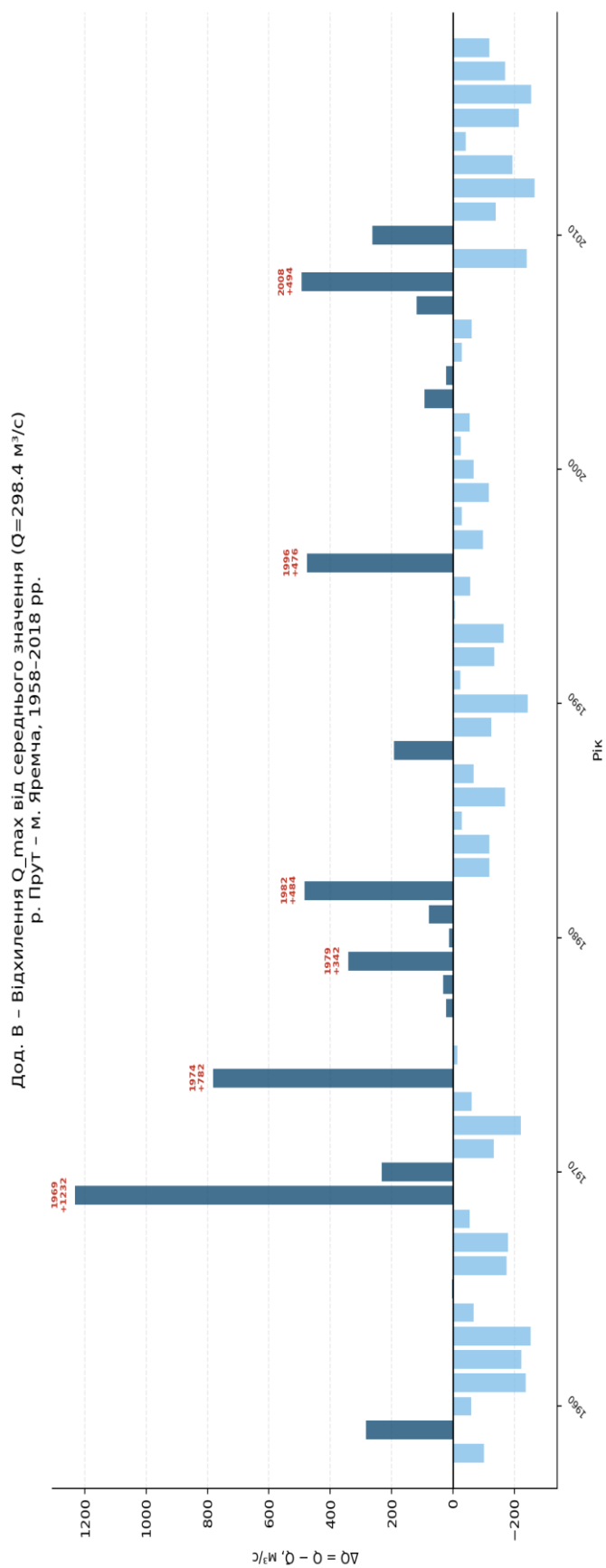
Рік	Q_max Прут, м³/с		Q_max Черемош, м³/с	
2011	159		325	
2012	32.9		291	
2013	105		134	
2014	256		320	
2015	83.6		354	
2016	43.8		283	
2017	129		438	
2018	179		585	
Ранг (m)	Рік	Q_max, м³/с	P, %	T, роки
1	1969	1530	1.61	62.00
2	1974	1080	3.23	31.00
3	2008	792	4.84	20.67
4	1982	782	6.45	15.50
5	1996	774	8.06	12.40
6	1979	640	9.68	10.33
7	1959	582	11.29	8.86
8	2010	561	12.90	7.75
9	1970	530	14.52	6.89
10	1988	491	16.13	6.20
11	2007	417	17.74	5.64
12	2003	391	19.35	5.17
13	1981	376	20.97	4.77
14	1978	331	22.58	4.43
15	1977	321	24.19	4.13
16	2004	321	25.81	3.88
17	1980	311	27.42	3.65
18	1965	301	29.03	3.44
19	1976	298	30.65	3.26
20	1994	292	32.26	3.10
21	1975	284	33.87	2.95
22	1991	274	35.48	2.82
23	2001	272	37.10	2.70
24	1985	270	38.71	2.58
25	1998	269	40.32	2.48
26	2005	269	41.94	2.38
27	2014	256	43.55	2.30
28	1968	244	45.16	2.21
29	2002	243	46.77	2.14
30	1995	242	48.39	2.07
31	1960	239	50.00	2.00
32	1973	238	51.61	1.94
33	2006	238	53.23	1.88
34	1964	231	54.84	1.82
35	1987	231	56.45	1.77
36	2000	231	58.06	1.72
37	1997	200	59.68	1.68
38	1958	198	61.29	1.63
39	1999	182	62.90	1.59
40	1983	179	64.52	1.55
41	1984	179	66.13	1.51
42	2018	179	67.74	1.48
43	1989	174	69.35	1.44
44	1971	166	70.97	1.41

Рік		Q max Прут, м³/с		Q max Черемош, м³/с	
45	1992	164	72.58	1.38	
46	2011	159	74.19	1.35	
47	1993	133	75.81	1.32	
48	2017	129	77.42	1.29	
49	1986	128	79.03	1.27	
50	1966	124	80.65	1.24	
51	1967	118	82.26	1.22	
52	2013	105	83.87	1.19	
53	2015	83.6	85.48	1.17	
54	1972	77.6	87.10	1.15	
55	1962	75.6	88.71	1.13	
56	1961	60.8	90.32	1.11	
57	2009	58	91.94	1.09	
58	1990	54	93.55	1.07	
59	1963	45.1	95.16	1.05	
60	2016	43.8	96.77	1.03	
61	2012	32.9	98.39	1.02	
Ранг (m)	Рік	Q max, м³/с	P, %	T, роки	
1	2008	1500	1.61	62.00	
2	1969	1060	3.23	31.00	
3	2010	700	4.84	20.67	
4	1996	669	6.45	15.50	
5	2002	669	8.06	12.40	
6	1974	622	9.68	10.33	
7	1995	603	11.29	8.86	
8	1970	590	12.90	7.75	
9	2018	585	14.52	6.89	
10	1978	580	16.13	6.20	
11	1958	574	17.74	5.64	
12	1982	559	19.35	5.17	
13	2001	557	20.97	4.77	
14	1959	545	22.58	4.43	
15	1987	534	24.19	4.13	
16	1979	527	25.81	3.88	
17	1981	522	27.42	3.65	
18	1988	508	29.03	3.44	
19	1998	468	30.65	3.26	
20	2003	455	32.26	3.10	
21	1997	442	33.87	2.95	
22	2017	438	35.48	2.82	
23	1991	409	37.10	2.70	
24	1994	396	38.71	2.58	
25	1985	388	40.32	2.48	
26	1980	367	41.94	2.38	
27	1965	356	43.55	2.30	
28	2006	354	45.16	2.21	
29	2015	354	46.77	2.14	
30	1973	353	48.39	2.07	
31	1975	344	50.00	2.00	
32	2000	337	51.61	1.94	
33	2011	325	53.23	1.88	
34	1983	320	54.84	1.82	
35	2014	320	56.45	1.77	

Рік		Q _{max} Прут, м³/с			Q _{max} Черемош, м³/с	
36	1993	316			58.06	1.72
37	1992	294			59.68	1.68
38	2012	291			61.29	1.63
39	2005	290			62.90	1.59
40	2016	283			64.52	1.55
41	2007	274			66.13	1.51
42	1964	260			67.74	1.48
43	1976	260			69.35	1.44
44	2009	257			70.97	1.41
45	1989	254			72.58	1.38
46	2004	254			74.19	1.35
47	1962	236			75.81	1.32
48	1968	228			77.42	1.29
49	1977	208			79.03	1.27
50	1984	200			80.65	1.24
51	1960	192			82.26	1.22
52	1986	190			83.87	1.19
53	1999	167			85.48	1.17
54	1971	163			87.10	1.15
55	2013	134			88.71	1.13
56	1967	122			90.32	1.11
57	1963	117			91.94	1.09
58	1961	113			93.55	1.07
59	1990	105			95.16	1.05
60	1966	82.5			96.77	1.03
61	1972	79.1			98.39	1.02
Ранг (m)	Рік	Р, %	Т, роки	Q Прут, м³/с	Q Черемош, м³/с	ΔQ, м³/с
1	1969	1.61	62.00	1530	1060	470
2	1974	3.23	31.00	1080	622	458
3	2008	4.84	20.67	792	1500	-708
4	1982	6.45	15.50	782	559	223
5	1996	8.06	12.40	774	669	105
6	1979	9.68	10.33	640	527	113
7	1959	11.29	8.86	582	545	37
8	2010	12.90	7.75	561	700	-139
9	1970	14.52	6.89	530	590	-60
10	1988	16.13	6.20	491	508	-17
11	2007	17.74	5.64	417	274	143
12	2003	19.35	5.17	391	455	-64
13	1981	20.97	4.77	376	522	-146
14	1978	22.58	4.43	331	580	-249
15	1977	24.19	4.13	321	208	113
16	2004	25.81	3.88	321	254	67
17	1980	27.42	3.65	311	367	-56
18	1965	29.03	3.44	301	356	-55
19	1976	30.65	3.26	298	260	38
20	1994	32.26	3.10	292	396	-104
21	1975	33.87	2.95	284	344	-60
22	1991	35.48	2.82	274	409	-135
23	2001	37.10	2.70	272	557	-285
24	1985	38.71	2.58	270	388	-118
25	1998	40.32	2.48	269	468	-199

Рік		Q max Прут, м³/с			Q max Черемош, м³/с	
26	2005	41.94	2.38	269	290	-21
27	2014	43.55	2.30	256	320	-64
28	1968	45.16	2.21	244	228	16
29	2002	46.77	2.14	243	669	-426
30	1995	48.39	2.07	242	603	-361
31	1960	50.00	2.00	239	192	47
32	1973	51.61	1.94	238	353	-115
33	2006	53.23	1.88	238	354	-116
34	1964	54.84	1.82	231	260	-29
35	1987	56.45	1.77	231	534	-303
36	2000	58.06	1.72	231	337	-106
37	1997	59.68	1.68	200	442	-242
38	1958	61.29	1.63	198	574	-376
39	1999	62.90	1.59	182	167	15
40	1983	64.52	1.55	179	320	-141
41	1984	66.13	1.51	179	200	-21
42	2018	67.74	1.48	179	585	-406
43	1989	69.35	1.44	174	254	-80
44	1971	70.97	1.41	166	163	3
45	1992	72.58	1.38	164	294	-130
46	2011	74.19	1.35	159	325	-166
47	1993	75.81	1.32	133	316	-183
48	2017	77.42	1.29	129	438	-309
49	1986	79.03	1.27	128	190	-62
50	1966	80.65	1.24	124	82	42
51	1967	82.26	1.22	118	122	-4
52	2013	83.87	1.19	105	134	-29
53	2015	85.48	1.17	84	354	-270
54	1972	87.10	1.15	78	79	-2
55	1962	88.71	1.13	76	236	-160
56	1961	90.32	1.11	61	113	-52
57	2009	91.94	1.09	58	257	-199
58	1990	93.55	1.07	54	105	-51
59	1963	95.16	1.05	45	117	-72
60	2016	96.77	1.03	44	283	-239
61	2012	98.39	1.02	33	291	-258

Статистичні показники аномалії р.Прут



Рік	Q Прут	Q Черемош	ΔQ	P %	T (роки)	m_Ч	Аном. Прут	Аном. Черемош
1958	198	574	-376	61.29	1.63	11	-100.4	185.5
1959	582	545	37	11.29	8.86	14	283.6	156.5
1960	239	192	47	50.00	2.00	51	-59.4	-196.5
1961	61	113	-52	90.32	1.11	58	-237.6	-275.5
1962	76	236	-160	88.71	1.13	47	-222.8	-152.5
1963	45	117	-72	95.16	1.05	57	-253.3	-271.5
1964	231	260	-29	54.84	1.82	42	-67.4	-128.5
1965	301	356	-55	29.03	3.44	27	2.6	-32.5
1966	124	82	42	80.65	1.24	60	-174.4	-306.0
1967	118	122	-4	82.26	1.22	56	-180.4	-266.5
1968	244	228	16	45.16	2.21	48	-54.4	-160.5
1969	1530	1060	470	1.61	62.00	2	1231.6	671.5
1970	530	590	-60	14.52	6.89	8	231.6	201.5
1971	166	163	3	70.97	1.41	54	-132.4	-225.5
1972	78	79	-2	87.10	1.15	61	-220.8	-309.4
1973	238	353	-115	51.61	1.94	30	-60.4	-35.5
1974	1080	622	458	3.23	31.00	6	781.6	233.5
1975	284	344	-60	33.87	2.95	31	-14.4	-44.5
1976	298	260	38	30.65	3.26	43	-0.4	-128.5
1977	321	208	113	24.19	4.13	49	22.6	-180.5
1978	331	580	-249	22.58	4.43	10	32.6	191.5
1979	640	527	113	9.68	10.33	16	341.6	138.5
1980	311	367	-56	27.42	3.65	26	12.6	-21.5
1981	376	522	-146	20.97	4.77	17	77.6	133.5
1982	782	559	223	6.45	15.50	12	483.6	170.5
1983	179	320	-141	64.52	1.55	34	-119.4	-68.5
1984	179	200	-21	66.13	1.51	50	-119.4	-188.5
1985	270	388	-118	38.71	2.58	25	-28.4	-0.5
1986	128	190	-62	79.03	1.27	52	-170.4	-198.5
1987	231	534	-303	56.45	1.77	15	-67.4	145.5
1988	491	508	-17	16.13	6.20	18	192.6	119.5
1989	174	254	-80	69.35	1.44	45	-124.4	-134.5
1990	54	105	-51	93.55	1.07	59	-244.4	-283.5
1991	274	409	-135	35.48	2.82	23	-24.4	20.5
1992	164	294	-130	72.58	1.38	37	-134.4	-94.5
1993	133	316	-183	75.81	1.32	36	-165.4	-72.5
1994	292	396	-104	32.26	3.10	24	-6.4	7.5
1995	242	603	-361	48.39	2.07	7	-56.4	214.5
1996	774	669	105	8.06	12.40	4	475.6	280.5
1997	200	442	-242	59.68	1.68	21	-98.4	53.5
1998	269	468	-199	40.32	2.48	19	-29.4	79.5
1999	182	167	15	62.90	1.59	53	-116.4	-221.5
2000	231	337	-106	58.06	1.72	32	-67.4	-51.5
2001	272	557	-285	37.10	2.70	13	-26.4	168.5
2002	243	669	-426	46.77	2.14	5	-55.4	280.5
2003	391	455	-64	19.35	5.17	20	92.6	66.5
2004	321	254	67	25.81	3.88	46	22.6	-134.5
2005	269	290	-21	41.94	2.38	39	-29.4	-98.5
2006	238	354	-116	53.23	1.88	28	-60.4	-34.5
2007	417	274	143	17.74	5.64	41	118.6	-114.5
2008	792	1500	-708	4.84	20.67	1	493.6	1111.5
2009	58	257	-199	91.94	1.09	44	-240.4	-131.5

Рік	Q Прут	Q Черемош	ΔQ	P %	T (роки)	m_Ч	Аном. Прут	Аном. Черемош
2010	561	700	-139	12.90	7.75	3	262.6	311.5
2011	159	325	-166	74.19	1.35	33	-139.4	-63.5
2012	33	291	-258	98.39	1.02	38	-265.5	-97.5
2013	105	134	-29	83.87	1.19	55	-193.4	-254.5
2014	256	320	-64	43.55	2.30	35	-42.4	-68.5
2015	84	354	-270	85.48	1.17	29	-214.8	-34.5
2016	44	283	-239	96.77	1.03	40	-254.6	-105.5
2017	129	438	-309	77.42	1.29	22	-169.4	49.5
2018	179	585	-406	67.74	1.48	9	-119.4	196.5

Статистичні показники аномалії р. Черемош

Дод. Г - Відхилення $Q_{\max}$ від середнього значення ($Q = 388.5 \text{ м}^3/\text{с}$)
р. Черемош – с. Устеріки, 1958–2018 рр.

