

Міністерство освіти і науки України
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Географічний факультет
Кафедра метеорології та кліматології

На правах рукопису
УДК 556.166(477.87)

**Гідрологічний аналіз формування паводків у басейні р. Уж (в межах
України) в умовах зміни клімату**

Галузь знань 10 – Природничі науки
Спеціальність 103 – Науки про Землю
Освітня програма Метеорологія

Кваліфікаційна робота магістра
студентки 2 курсу
освітнього рівня магістр
Петрішки Анастасії Ігорівни

Науковий керівник:
д-р геогр. наук, проф.
Сніжко Сергій Іванович

Допустити до захисту:
Завідувач кафедри метеорології та кліматології, проф.Сергій СНІЖКО
«__»_____ 2025 р.

Київ – 2025

АНОТАЦІЯ

Магістерська робота: 118 с., 38 рис., 13 табл., 100 джерел.

Об'єктом дослідження є гідрологічний режим р. Уж (в межах України). *Метою* роботи є гідрологічний аналіз формування паводків в басейні р. Уж (в межах України) з урахуванням впливу кліматичних змін.

Методи досліджень: статистичні методи – графічний, кореляційний аналіз, регресійний аналіз, найменших квадратів; спеціальні методи обробки гідрологічних і метеорологічних даних – kernel density (KDE), POT, Монте-Карло, Імана Коновера, Латинської гіперкубічної вибірки, percent bias (PBIAS).

Досліджено особливості формування паводків у басейні р. Уж (в межах України) в умовах змін клімату. Визначено основні природні та антропогенні фактори, що впливають на формування паводків у регіоні. Здійснено аналіз змін температурного режиму, опадів та водного стоку за 60-річний період (1961-2020 рр.). Досліджено зміни магнітуди й сезонності максимальних річних опадів і витрат води. Проведено оцінку частоти паводків із використанням POT-методу.

Ключові слова: паводки, водний стік, басейн річки Уж, зміна клімату.

ABSTRACT

Master's thesis: 118 p., 38 fig., 13 tables, 100 references.

The object of study is the hydrological regime of the Uzh River (within Ukraine). The purpose of the work is a hydrological analysis of flood formation in the Uzh river basin (within Ukraine), taking into account the impact of climate change.

Research methods: statistical methods – graphical, correlation analysis, regression analysis, least squares; special methods of hydrological and meteorological data processing – kernel density (KDE), POT, Monte Carlo, Iman Conover, Latin hypercube sampling, percentage bias (PBIAS).

The study investigates the features of flood formation in the Uzh River basin (within Ukraine) under the conditions of climate change. The main natural and anthropogenic factors influencing flood formation in the region have been identified. Changes in temperature regime, precipitation, and river runoff over a 60-year period (1961–2020) have been analyzed. Variations in the magnitude and seasonality of annual maximum precipitation and water discharge have been examined. Flood frequency has been assessed using the POT (Peaks Over Threshold) method.

Key words: floods, river runoff, Uzh River basin, climate change.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	6
РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ УМОВ ТА ГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ У БАСЕЙНІ Р.УЖ В МЕЖАХ УКРАЇНИ....	9
1.1. Природні умови формування водного стоку.....	9
1.1.1. Геолого-геоморфологічна будова та рельєф.....	9
1.1.2. Кліматичні умови.....	13
1.1.3. Гідрогеологічні умови.....	17
1.1.4. Ґрунтовий покрив.....	18
1.1.5. Рослинність та водорегулюючий вплив лісів.....	20
1.2. Характеристика основних видів господарської діяльності, які впливають на формування водного стоку річки.....	21
1.2.1. Загальна характеристика господарського комплексу.....	21
1.2.2. Аналіз водокористування в басейні р. Уж.....	24
1.2.3. Аналіз водного балансу річки в створі м. Ужгород.....	26
Висновки до розділу 1.....	29
РОЗДІЛ 2. АНАЛІЗ СТАНУ ДОСЛІДЖЕНЬ ОСОБЛИВОСТЕЙ ФОРМУВАННЯ ПАВОДКІВ У БАСЕЙНІ РІЧКИ, ХАРАКТЕРИСТИКА ВИКОРИСТАНИХ ДАНИХ ТА МЕТОДИКИ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	30
2.1 Особливості формування паводків у басейні річки.....	30
2.2. Характеристика річкової мережі басейну Ужа.....	36
2.3. Характеристика мережі гідрологічних та метеорологічних спостережень..	41
2.4. Характеристика використаних даних.....	47
2.5. Методика виконання досліджень.....	48
2.5.1. Коротка характеристика стандартних статистичних методів.....	48
2.5.2. Коротка характеристика використаних спеціальних методів обробки гідрологічних та метеорологічних даних.....	49
Висновки до розділу 2.....	53

РОЗДІЛ 3. ДОСЛІДЖЕННЯ ЗАГАЛЬНИХ УМОВ ФОРМУВАННЯ СТОКУ Р. УЖ ПРОТЯГОМ 1961-2020 РР.....	54
3.1. Дослідження зміни температури повітря.....	54
3.2. Дослідження зміни кількості опадів.....	59
3.3. Дослідження зміни водного стоку.....	63
3.4. Оцінка впливу кліматичних чинників (температура, опади) на водний стік.....	66
Висновки до розділу 3.....	68
РОЗДІЛ 4. ДОСЛІДЖЕННЯ ОСОБЛИВОСТЕЙ ФОРМУВАННЯ ПАВОДКІВ В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ.....	69
4.1. Зміна магнітуди та сезонності максимальних річних опадів.....	69
4.1.1. Зміна магнітуди максимальних річних опадів.....	71
4.1.2. Зміна сезонності екстремальних опадів у басейні річки Уж.....	76
4.2. Зміна магнітуди та сезонності максимальних річних витрат води.....	80
4.2.1. Зміна магнітуди максимальних річних витрат води.....	80
4.2.2. Зміна сезонності прояву максимальних річних витрат води.....	85
4.3. Оцінка впливу зміни магнітуди та сезонності опадів на магнітуду та сезонність паводків.....	88
4.4. Аналіз частоти паводків з використанням РОТ- методу: аналіз нестационарних екстремальних значень.....	91
4.4.1 Встановлення порогового значення.....	91
4.4.2. Створення рядів РОТ для забезпечення незалежності даних.....	93
4.4.3. Вибір відповідної функції статистичного розподілу для часового ряду максимальних добових витрат.....	95
4.4.4. Моделювання річної кількості перевищень розрахункової величини порогу паводку методом Монте-Карло.....	99
Висновки до розділу 4.....	104
ВИСНОВКИ.....	106
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	109

ВСТУП

Актуальність теми. Територія басейну р. Уж відноситься до паводконебезпечних, що становить загрозу для населення та господарства регіону. Дослідження формування паводків в басейні р. Уж має важливе значення в умовах зміни клімату та посилення антропогенного навантаження. Зростання температури повітря, зміна режиму опадів в різній мірі впливають на річковий стік.

Детальний аналіз чинників, що зумовлюють формування паводків, та тенденцій їх зміни, є важливим пунктом для подальшого вдосконалення методів прогнозування та розробки ефективних протипаводкових заходів.

Метою роботи є гідрологічний аналіз формування паводків в басейні р. Уж (в межах України) з урахуванням впливу кліматичних змін. Для досягнення цієї мети автором вирішувались такі **завдання**:

- зібрати та опрацювати дані спостережень за температурою повітря, кількістю опадів та витратами води;
- розглянути природні та антропогенні фактори, які впливають на річковий стік Ужа;
- виявити основні чинники формування паводків в басейні р. Уж;
- дослідити зміни температури повітря, кількості опадів, водного стоку за 60-річний період (1961-2020 рр.);
- оцінити вплив кліматичних факторів на стік р. Уж;
- дослідити зміни магнітуди та сезонності максимальних річних опадів та витрат води;
- оцінити вплив зміни магнітуди та сезонності опадів на магнітуду та сезонність паводків;
- проаналізувати частоту паводків з використанням РОТ- методу.

Об'єктом дослідження є гідрологічний режим р. Уж (в межах України).

Предмет дослідження – фактори формування паводків у басейні Ужа та

їх зміни.

Вихідні матеріали дослідження складаються з даних багаторічних гідрометеорологічних спостережень, зібраних в Закарпатському обласному центрі з гідрометеорології, матеріалів Державного агентства водних ресурсів України, літературних джерел з досліджуваної теми, зокрема, наукових праць вітчизняних та зарубіжних вчених.

Методи досліджень. Дослідження проводилось з використанням статистичних методів (графічний, кореляційний аналіз, регресійний аналіз, найменших квадратів) та спеціальних методів обробки гідрологічних і метеорологічних даних (kernel density (KDE), POT, Монте-Карло, Імана Коновера, Латинської гіперкубічної вибірки, percent bias (PBIAS)).

Наукова новизна отриманих результатів.

Вперше:

- проведено аналіз зміни магнітуди та сезонності максимальних річних опадів і витрат води та порівняння трендів за два кліматичні періоди (1961-1990, 1991-2020 рр.) в межах басейну р. Уж;

- здійснено аналіз повторюваності паводків з використанням підходу «піки над порогом» (POT) для р. Уж;

- змодельовано частоту паводків в басейні Ужа з використанням розподілу GEV.

Набули подальшого розвитку:

- дослідження зміни температури повітря, кількості опадів, водного стоку;
- вивчення зв'язку водного стоку з кліматичними показниками (температурою повітря та опадами).

Практичне значення отриманих результатів. Отримані результати дослідження кліматичних показників та їх впливу на формування паводків можуть бути використані при розробці стратегії адаптації водного господарства до змін клімату. Встановлені статистичні залежності між гідрометеорологічними параметрами дозволяють удосконалити методику

прогнозування паводків в басейні р. Уж. Результати моделювання частоти паводків можуть бути використані при проектуванні різних гідротехнічних споруд та для розробки протипаводкових заходів.

Структура й обсяг роботи. Робота складається зі вступу, 4 розділів, висновків, списку використаних джерел. Загальний обсяг роботи 118 сторінок. Робота містить 38 рисунків та 13 таблиць. Список використаних джерел складає 100 найменувань.

РОЗДІЛ 1

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНИХ УМОВ ТА ГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ У БАСЕЙНІ Р. УЖ В МЕЖАХ УКРАЇНИ

1.1. Природні умови формування водного стоку

1.1.1. Геолого-геоморфологічна будова та рельєф

Геолого-геоморфологічна будова річкового басейну має істотний вплив на формування річкової мережі та гідрологічного режиму поверхневого стоку річок. Безпосередній вплив геолого-геоморфологічних особливостей зумовлює довжину русла, форму схилів, похил і падіння річки, морфометричні особливості русла. Гірський рельєф прискорює стік води схилами. Опосередкований вплив відбувається через інші ландшафтні компоненти, які мають зв'язок з рельєфом території, а саме: ґрунти, рослинність [13].

Басейн Ужа знаходиться в межах таких морфоструктур (з північного сходу на південний захід): Верховинська (Бескидська), Полонинська (Рівненська), Пенінська, Закарпатська (Вигорлат-Гутинська, Чоп-Мукачівська).

Верхів'я річки Уж належить до Верховинської (Бескидської) морфоструктури. На цій території переважаючим є середньогірний ерозійно-тектонічний рельєф (рис. 1.1) з абсолютними висотами 800-900 м. Річкова долина звивиста, V-подібна у верхів'ї, біля с. Жорнава має форму ущелини, шириною 100-300 м. Спостерігається значне вертикальне розчленування рельєфу з глибокими поперечними долинами [7].

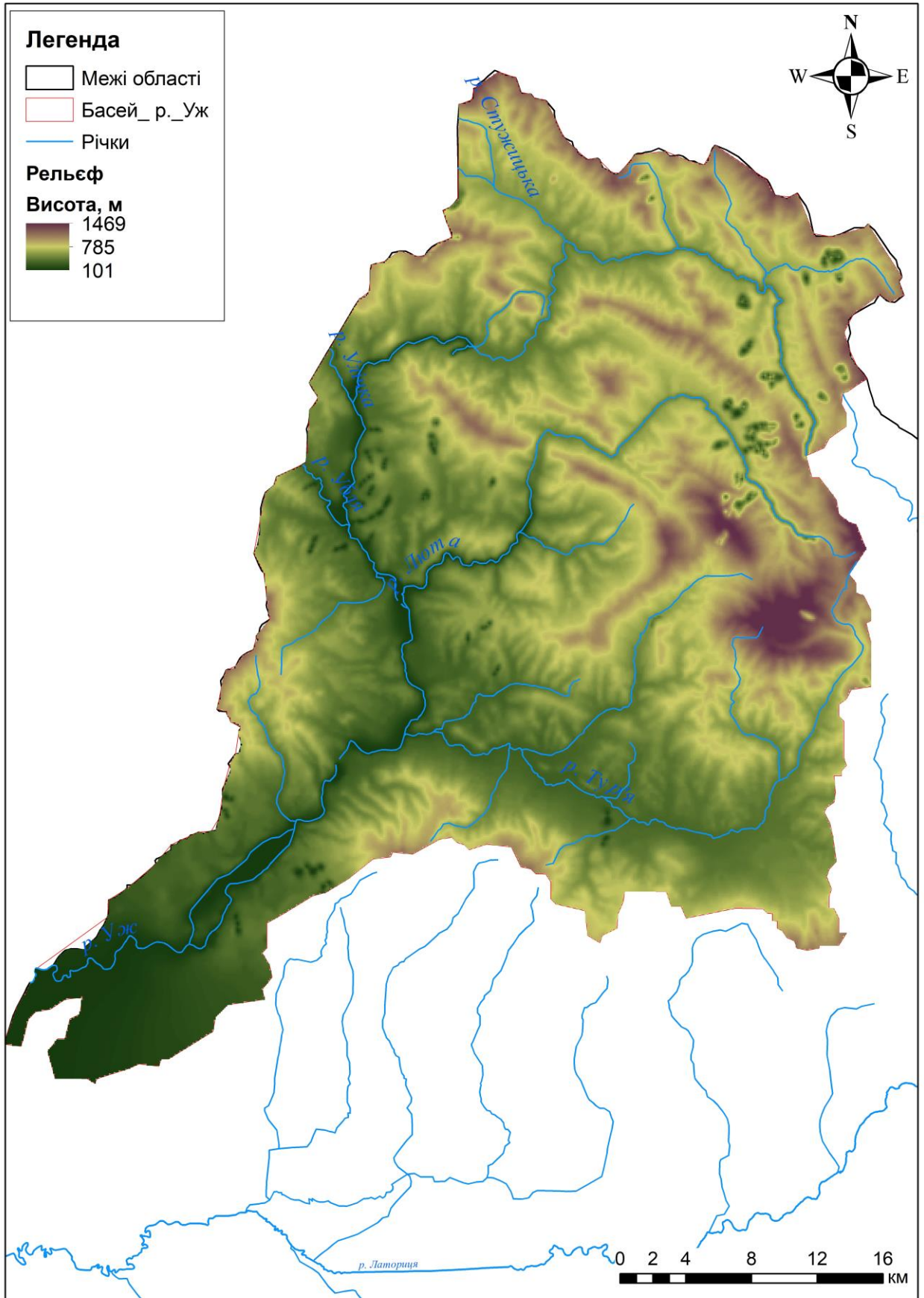


Рис. 1.1. Карта-схема рельєфу басейну р. Уж

У тектонічному відношенні ця частина басейну відповідає Кросненській тектонічній зоні. Серед найдавніших утворень виділяють відклади крейди в малій кількості. Палеоценові відклади виявлені тільки в обмежених зонах на деяких підняттях. Вони представлені грубо- і масивно шаруватими пісковиками, що поступово переходять у еоценовий фліш, складений темно-сірими, інколи зеленуватими пісковиками і темно-сірими майже чорними аргілітами. Кросненська зона переважно складена олігоценними відкладами, серед яких піскувато-глинистий сірий вапнистий грубо- або середньоритмічний фліш [6].

В середній течії р. Уж знаходиться Рівненська морфоструктура, що займає масив Полонини Рівної з максимальною висотою 1482 м. Для цієї території характерний глибокорозчленований середньогірний рельєф із залишками Бескидської поверхні вирівнювання. До цієї морфоструктури також відноситься невелика частина Полонинської поверхні вирівнювання [7].

Рівненська морфоструктура у тектонічному відношенні відповідає Дуклянській зоні. Найнижчі відклади представлені гірськими породами з нижньо-крейдовими амонітами та мікрофауною. Серед палеогенових відкладів виділяють грубошаруваті пісковики кварцового, олігоміктового і поліміктового складу, дрібно-, середньо- і грубозернисті, часто з гравієм. Пісковики перемежуються з потужними шарами дрібно- і середньогалькових конгломератів, серед яких зустрічаються валуни молочного кварцу розмірами від 10 см до 2 м. Еоценові утворення представлені флішем з потужними відкладами грубошаруватих пісковиків і малопотужними відкладами різнобарвних аргілітів. Олігоценні утворення представлені піскувато-глинистим сірим вапнистим флішем [6].

Вздовж р. Тур'я, лівої притоки Ужа, простягаються чітко виражені у рельєфі Завигорлатські (Березне-Ліпшанські) ерозійно-тектонічні пониження з залишками Прирічкових поверхонь вирівнювання [7].

Територія знаходиться в межах Магурської зони. Вона характеризується

двома товщами порід: нижня, товщиною 300-500 м, представлена чергуванням пісковиків, аргілітів і алевролітів; верхня складена тонкоритмічним, іноді різнобарвним флішем [6].

На правобережжі Ужа в районі м. Перечин та на лівобережжі р. Тур'я низькогірний рельєф пенінського типу, де у вапнякових породах виділяються карстові форми рельєфу [7].

У містах Перечин та Ужгород річка Уж перетинає Вигорлат-Гутинську морфоструктуру з абсолютними висотами до 1000 м. Чіткого структурного положення ця вулканічна гряда не має. Вулканічні утворення поділені на три світи. Перечинську світу складають сильно змінені андезито-базальти. Гутинська світа складена переважно з андезитів та андезитових туфів. Її нижня частина представлена переважно туфами, а верхня є ефузивною. Тут поширені агломерати туфів з андезитами і андезито-базальтами. Ефузивні товщі мають потужність понад 1 км. Час утворення ефузивів Вигорлат-Гутинської зони відповідає епосі пліоцену. Завершення вулканізму в цій місцевості проходило в давньочетвертинний період [6].

У нижній течії річки знаходяться голоценові низькі тераси. Тільки на правому березі поблизу Ужгорода спостерігаються середньоплейстоценові тераси [7].

На території від м. Ужгород до державного кордону України зі Словаччиною річка Уж перетинає Чоп-Мукачівську западину.

Товща геологічних утворень на цій ділянці поділяється на дві частини. Нижня частина складена гірськими породами, що утворюють доміоценовий субстрат або фундамент прогину. Верхня частина складена осадовими серіями неогену, що є типовою моласовою формацією, яка була утворена в результаті процесу активної денудації гірської споруди Карпат, яка піднімалася [6].

1.2.2. Кліматичні умови

Кліматичні умови басейну річки Уж формуються в результаті комплексної взаємодії радіаційних і циркуляційних факторів клімату та характеру підстилаючої поверхні.

Радіаційні фактори клімату. Сонячна радіація є головним енергетичним чинником інтенсивності процесів і явищ, які проходять в атмосфері, гідросфері та верхній товщі земної кори [27].

У нижній частині басейну (м. Ужгород) тривалість сонячного сьйва сягає 1950 год/рік та зменшується до 1750 год/рік у верхів'ї [20, 47].

Сумарна сонячна радіація за рік становить 3700 -4000 МДж/м² [20].

Найбільші значення радіаційного балансу фіксуються на рівнині 2000-2100 МДж/м². З висотою показник зменшується – на Полонинському та Вододільному хребтах він дорівнює 1500-1600 МДж/м² [37]. Період з додатним радіаційним балансом триває 10 місяців [20].

Циркуляційні фактори клімату. Внаслідок взаємодії з сонячною радіацією, циркуляція атмосфери являє собою фактор перерозподілу тепла та вологи на поверхні землі [27]. До основних циркуляційних процесів, які впливають на формування клімату, належать перенос повітряних мас, їх трансформація, утворення атмосферних фронтів, циклонічна та антициклонічна діяльність [34].

Територія Закарпатської області знаходиться під впливом атмосферних процесів, які формуються над Атлантикою і Євразією. Серед головних кліматологічних центрів дії атмосфери виділяють Ісландську та Середземноморську баричні депресії, Арктичний, Азорський і Сибірський зимовий антициклони [32].

В зимовий періоду для Закарпаття характерні циклони з Атлантики і Середземномор'я. Вони призводять до відлиг, танення снігу, випадіння сильних дощів, що часто призводить до формування паводків [3]. Також взимку

спостерігається вплив антициклонів, переважно зі сходу. Антициклони полярного походження є рідкістю для досліджуваної території, а їхнє вторгнення призводить до особливо холодних зим [32].

Навесні посилюється дія Азорського антициклону, що приносить суху, спекотну погоду, а також посилюється вплив циклонів з Середземного моря. Інколи на територію області проникає холодне повітря зі Скандинавії та Великої Британії, що призводить до заморозків [15].

Влітку із заходу та північного заходу надходять морські повітряні маси, а з території Північної Африки – континентальне тропічне повітря. Останнє зумовлює встановлення максимальних температур повітря [15].

Вплив Азорського антициклону послаблюється восени. Натомість посилюється дія Сибірського антициклону, що особливо відчутно у другій половині осені, коли переважає дощова погода та виникають часті тумани [15].

Земна поверхня як кліматоутворюючий фактор. Підстилаюча поверхня впливає на зміну регіональних і місцевих кліматичних умов [13].

Роль рельєфу в формуванні клімату зумовлена зміною висоти місцевості, різноманітними формами рельєфу, крутизною та експозицією схилів відносно потоків атмосферного повітря.

Найбільш помітно на метеорологічні показники впливає гірський рельєф. В першу чергу, зі зміною висоти місцевості відбувається зміна складових величин радіаційного балансу. В басейні річки Уж радіаційний баланс зменшується зі збільшенням висоти: на низовині він становить 2000-2100 МДж/м² за рік, на середніх висотах Полонинського та Вододільного хребтів – 1500-1600 МДж/м² [20].

Гори є природним бар'єром на шляху повітряних мас. Карпати захищають територію області від прямого впливу холодного повітря з арктичних широт. Експозиція схилів значно впливає на розподіл опадів. На схилах південно-західної експозиції кількість опадів сягає близько 1200 мм на рік, що приблизно на 34% перевищує показник (790 мм) схилів північно-східної

експозиції.

Особливості нагрівання земної поверхні та атмосфери пов'язані зі здатністю різних видів підстильної поверхні поглинати сонячну радіацію. Це виражається через альbedo – показник відбивної здатності поверхні. Альbedo визначає кількість поглинутої радіації. Воно змінюється залежно від кута надходження сонячних променів, щільності рослинного покриву, фаз розвитку рослин та рівня зволоження земної поверхні [20].

У зимовий період, коли утворюється сніговий покрив, показник альbedo в басейні Ужа може сягати 50%. Протягом теплого сезону, що триває з квітня по жовтень, альbedo є меншим і становить 20-21% [8].

Характеристику основних показників клімату басейну Ужа зроблено на основі багаторічних даних спостережень метеостанцій Ужгород, Великий Березний та метеорологічних постів.

Температура повітря. В зимовий та літній періоди прослідковуються відносно незначні зміни середньомісячної температури від місяця до місяця, вони більш виражені у весняні та осінні місяці.

Для низинної частини басейну річки Уж середня температура повітря (рис. 1.2) за рік становить близько $+10^{\circ}\text{C}$, для передгірної $+8^{\circ}\text{C}$, для гірської $+7^{\circ}\text{C}$.

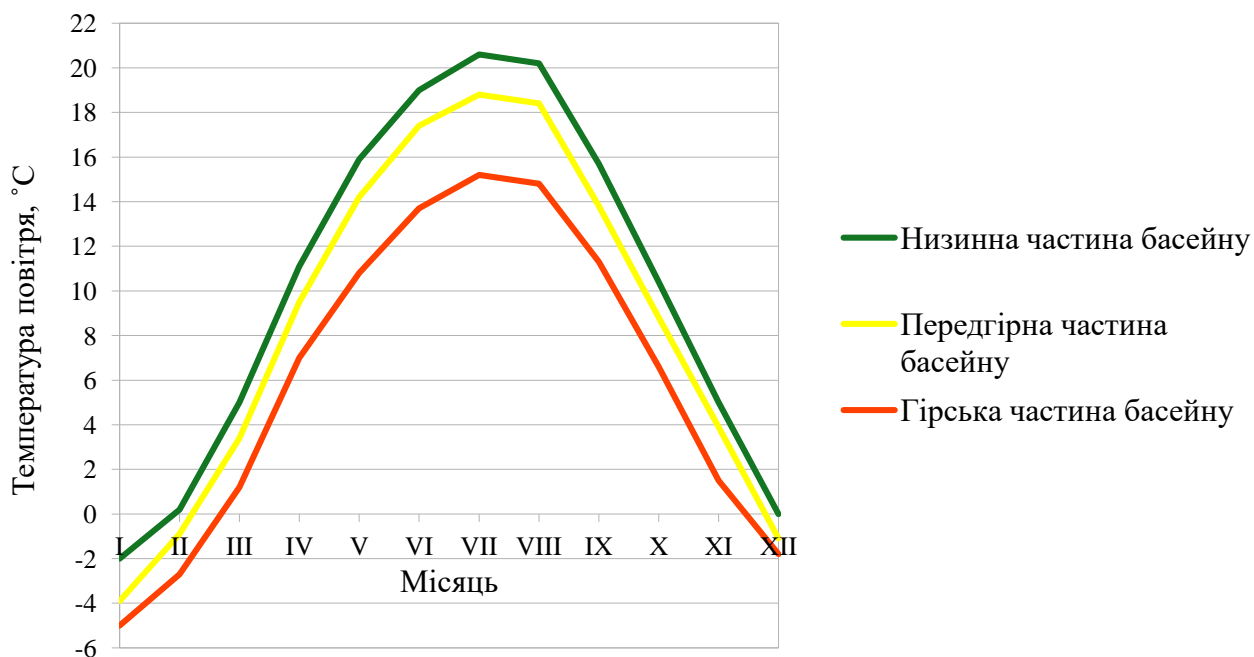


Рис. 1.2. Річний хід середньомісячної температури повітря в басейні р. Уж, °C

Середня температура січня становить на низовині -2°C , у передгір'ї -4°C , в горах -5°C ; липня – на низовині $+20^{\circ}\text{C}$, у передгір'ї $+19^{\circ}\text{C}$, в горах $+15^{\circ}\text{C}$.

Опади. На низині (м. Ужгород) в середньому за рік випадає 748 мм опадів: в холодний період року (листопад-березень) – 282 мм, в теплий (квітень-жовтень) – 466 мм.

Найбільша кількість опадів в теплий період випадає під час інтенсивних зливових дощів. В серпні 1998 року за 5 годин випало 89 мм дощу, що перевищило місячну норму.

У передгір'ї (с-щ Великий Березний) середньорічна кількість опадів становить близько 878 мм: в холодний період 317 мм, в теплий – 561 мм.

У гірській частині басейну (с. Жорнава) за рік випадає в середньому 980 мм опадів: в холодний період близько 350 мм, в теплий – 630 мм.

На навітряних схилах гір сума опадів може сягати 1100-1200 мм/рік.

Сніговий покрив. Стійкий сніговий покрив на рівнинній частині басейну Ужа формується наприкінці третьої декади грудня. Руйнується сніговий покрив починаючи з третьої декади лютого і сходить упродовж двох-трьох тижнів.

В гірській частині басейну сніговий покрив стає стійким в першій декаді грудня, починає руйнуватися в третій декаді березня. Повне сходження снігу на висоті 600-1000 м відбувається в третій декаді квітня, а вище 1000 м – у першій декаді травня.

Середня висота снігу збільшується з висотою місцевості і сягає 10-15 см на рівнині, в горах – 30-40 см.

Найбільша щільність снігу спостерігається в лютому. Тоді ж формуються максимальні запаси снігу. Середній запас води в снігу у передгір'ї становить 20-30 мм, на висоті 400-600 м – 45-60 мм, на висоті до 1000 м – 80-100 мм.

Вітровий режим. Вище 1200-1500 м у Карпатах переважає західне перенесення повітря, а нижче цієї висоти напрямок вітру залежить від напрямку простягання долин і гірських хребтів [34].

На рівнинній частині басейну переважаючими є вітри південно-східного (26,2%) та північно-західного (13,0%) напрямку, у гірській – північного (20,7%) та південного (18,1%), без урахування штилів.

1.1.3. Гідрогеологічні умови

Закарпатська область знаходиться в межах двох басейнів підземних вод – Карпатського та Закарпатського.

Карпатський басейн підземних вод займає складчасту споруду Карпат між Передкарпатським та Закарпатським прогинами. Основна частина запасів підземних вод знаходиться в тектонічних розломах і в алювіальних відкладах річкових долин [19].

У гірській частині басейну р. Уж перші від поверхні водоносні горизонти розташовані у флішових утвореннях крейди і палеогену (чергування пісковиків, аргілітів, алевролітів, мергелів, конгломератів, вапняків, рідше кремнію) [10].

Підземні води приурочені до верхньої тріщинуватої зони корінних порід, що досягає глибини 80-100 м. Корінні пори характеризуються слабкою

водомісткість, внаслідок чого запаси підземних вод незначні, а місцями зовсім відсутні [14].

Живлення підземних вод Карпатського басейну відбувається за рахунок атмосферних опадів, а розвантаження – через гідрографічну мережу [20].

Закарпатський басейн підземних вод займає територію Закарпатського прогину. Він характеризується розвитком двох головних водоносних горизонтів: в тріщинуватій зоні ефузивно-туфогенних утворень і в алювіальних відкладах долин річок [19].

У передгір'ї перші від поверхні водоносні горизонти знаходяться в основному у вулканічних утвореннях пліоцену і нижньоантропогенових відкладах (андезити, базальти, андезито-базальти, дацити, ліпарити та їх туфи), а на низовині – у відкладах пліоцену і антропогенових алювіальних відкладеннях (галечники, глини, піски) [10].

Живлення підземних вод відбувається головним чином через інфільтрацію атмосферних опадів. Розвантаження переважно здійснюється в річки, а також через випаровування і внаслідок штучного водовідбору. [29].

Дебіт свердловин варіюється в межах від 0,02 до 30 л/с [48].

1.1.4. Ґрунтовий покрив

Оцінка поширення різних типів ґрунтів у річкових басейнах є важливою для розуміння їхньої ролі в формуванні режиму річкового стоку [23]. Властивості ґрунтового покриву, зокрема його водопроникність і здатність утримувати вологу, істотно впливають на поверхневий стік, випаровування і живлення підземних вод [48].

Вбирання вологи зумовлене інфільтраційною та водоутримуючою здатністю ґрунту. При оптимальних значеннях цих показників поверхневий стік мінімальний. Проте в критичних випадках підвищення водоутримуючої

здатності ґрунту може бути причиною збільшення поверхневого стоку, оскільки ґрунт, насичений вологою, має нижчу інфільтраційну здатність.

Гірська частина басейну р. Уж вкрита переважно бурими гірсько-лісовими ґрунтами. В основному вони залягають на схилах крутизною понад 8-10°. Материнська порода цих ґрунтів щербенистий елювій кристалічних порід, флішу та ефузивів. Бурі лісові ґрунти переважно неоглеєні, внаслідок того, що материнські породи характеризуються хорошою дренажістю, а також завдяки безперешкодному поверхневому стоку. За механічним складом вони є переважно піщанолегко- і середньосуглинкові [25].

На схилах крутизною менше 8-10°, де процес ґрунтоутворення відбувається на елювій-делювіальних, делювіальних та давньоалювіальних відкладах, бурі лісові ґрунти змінюються бурими глеєопідзоленими. Для них характерний несприятливий водно-повітряний режим, внаслідок чого лісова рослинність тут розвивається гірше, ніж на типових бурих лісових ґрунтах [36].

Другими за площею в цій частині басейну є дерново-буроземні ґрунти. Вони переважно займають надзаплавні і заплавні тераси, складені добре дренажними алювіально-делювіальними суглинками. Також цей тип ґрунту поширений на безлісних схилах, шлейфах схилів і рівнинних вододілах [25]. В залежності від місцевих гідрологічних умов ґрунти низьких терас характеризуються різним зволоженням і дренажістю. Часто ґрунти зазнають підтоплення ґрунтовими водами різного складу – це впливає на відмінності в фізико-хімічних властивостях ґрунтового покриву надзаплавних терас [36].

На високих заплавах гірських річок, на висотах 1100-1200 м, поширені гірсько-лучно-буроземні ґрунти. Передгір'я вкривають буроземно-підзолисті ґрунти. Вони утворились на делювіальних суглинках під широколистяно-лісовим рослинним покривом [36].

На більш крутих схилах Вулканічних Карпат та на вищих передгірних схилах поширені буроземи кислі, часто опідзолені та оглеєні. Вони розвинулись на елювії та делювії ефузивних, флішових та метаморфічних порід [36].

На Закарпатській низовині процес ґрунтоутворення проходить під сильною дією ґрунтових вод. Це значною мірою визначає структуру ґрунтів даної місцевості [25].

Дернові ґрунти на сучасному алювії сформувались на піщаних і супіщаних, рідше легкосуглинкових алювіальних відкладах, підстелених галечником. Для цих відкладів характерна хороша дренажісткість, тому ґрунти, утворені на них, мають найкращий водно-повітряний режим в Закарпатській області. Більшу частину низовини займають дернові опідзолені ґрунти, розвинуті на суглинках та супісках на підвищених ділянках надзаплавних терас [36].

У пониженнях рельєфу поширені дернові глейові ґрунти. Ґрунтові води залягають близько до поверхні, а навесні та після інтенсивних дощів застоюються на поверхні ґрунту. Це є причиною незадовільного фізичного стану та водно-повітряних властивостей. Через те, що ґрунти перебувають у перезволоженому стані, вони набухають, стають в'язкими, часто запливають, а при висиханні тріскаються на брили та стають безструктурними [36].

1.1.5. Рослинність та водорегулюючий вплив лісів

Вплив лісу на гідрологічний режим залежить від геологічних, ґрунтових та інших природних умов, однак загалом його вплив на річковий і підземний стік оцінюється позитивно.

Головними властивостями лісів є їхня водоохоронно-захисна та водорегулююча роль. Вони нагромаджують та зберігають значні запаси вологи. Ліси зберігають нормальну водність річок та запаси ґрунтових вод. Важливою властивістю лісу є його вплив на формування паводків та зменшення інтенсивності паводкового стоку, що утворюється під час злив, тривалих дощів та швидкого сніготанення.

Лісові насадження впливають на танення снігу, водовіддачу від злив і швидкість стоку поверхнею водозбору, що сприяє зниженню пікових значень повеней і паводків, подовженню їхньої тривалості та переведенню частини поверхневого стоку в підземний. Ліси також запобігають ерозії ґрунтів.

Рахманов В. В. зазначав, що ліси мають стокорегулюючу дію. Вчений визначив, що зі збільшенням лісистості водозбору на 10% стік води має приріст на 12-17 мм [42].

Для території Карпат лісом регулюються опади до 140-160 мм. Проте існує межа, після якої регулююча здатність лісу зменшується. В теплий період року, якщо опади перевищують 200 мм, карпатські ліси вже не мають регулюючого впливу [30].

За даними Українського науково-дослідницького інституту гірського лісівництва (В. Парпан, А. Гаврусевич, В. Олійник), для стиглих лісових насаджень межею регулюючої здатності є добова сума опадів 175 мм. Проте під час особливо інтенсивних злив, ця межа може опускатися до 100 мм, що спостерігалось під час паводку 1998 року [30].

У басейні р. Уж можна виділити три рослинні пояси.

1. Пояс передгірних широколистяних лісів. Він займає територію Закарпатського передгір'я та південні схили Вигорлат-Гутинського хребта до висот 450-500 (650) м. Тут переважають ліси з дуба звичайного: діброви та мішані дубово-грабові і ясено-дубові. Зустрічаються діброви з переважанням бука, дуба звичайного і скельного. Крім дерев, ліси цього поясу характеризуються багатством трав'яного покриву. Тут поширені ранньовесняні види. Із чагарників поширені дерен справжній, ліщина звичайна, бузина чорна, крушина ломка та інші види [35].

2. Пояс букових лісів. Охоплює великі площі та простягається смугою від 450 до 1100 (1450) м. В цьому поясі виділяють три висотні смуги рослинності: чисті букові ліси, ялицево-букові, ялицево-ялиново-букові. Окрім домінантного виду, бука, зустрічаються явір, ясен, клен гостролистий, в'яз гірський. У

природних букових лісах, внаслідок їх високої зімкнутості, не формується підлісок із чагарників. Їхню функцію виконує підріст бука. Лише подекуди тут росте бузина чорна, вовче лико тощо. Ліси влітку сильно затінені, тому трав'яний покрив негустий. Тут росте лілія лісова, маренка запашна, живокіст серцевидний, різні папороті. Навесні в букових лісах спостерігається сприятливий для трав світловий режим. В цю пору року квітнуть підсніжник білосніжний, білоцвіт весняний, анемона дібровна і жовтецева, медунка темна та інші [35].

3. Пояс субальпійської рослинності. Нижня межа на Полонинському та Вододільному хребтах починається на висоті 1200-1300 м. Верхня межа досягає висоти близько 1800 м. У цьому поясі формується перехідна зона між лісами та безлісими альпійськими комплексами. Смуга заростів-стелюхів із вільхи зеленої, сосни гірської та ялівцю сибірського формує специфічне криволісся. Значну часту території займають природні субальпійські і вторинні луки та чорнично-мохові пустки. Лучна рослинність поясу вирізняється флористичним багатством. У трав'яному покриві переважають чорниця, брусниця та зелені мохи. На луках ростуть деякі рідкісні та зникаючі види рослин, серед них тирлич жовтий, жовтець карпатський, перстач прямостоячий, королиця круглолиста. На вторинних луках поширюються біловус стиснутий та щучник дернистий [35, 49].

1.2. Характеристика основних видів господарської діяльності, які впливають на формування водного стоку річки

1.2.1. Загальна характеристика господарського комплексу

Господарська діяльність має значний вплив на формування гідрологічного режиму річок. Антропогенну діяльність відносять до групи факторів підстилаючої поверхні, а за генетичним впливом – до непрямих

факторів. Господарська діяльність людини – це чинник, що впливає або змінює дію інших факторів підстилаючої поверхні річкового басейну. Будівництво штучних водойм, агролісотехнічні заходи на водозборах річок, осушення заболочених територій змінюють наступні чинники формування та розподілу річкового стоку: похил русла, густота річкової мережі, заболоченість, лісистість. Будівництво кар’єрів впливає на режим підземних вод. Сильний вплив на гідрологічний режим здійснюють господарські заходи, що проводяться безпосередньо в руслах річок – водозабір (для промисловості, водопостачання населення, зрошення) та скиди води в річку [13].

До головних факторів, що спричиняють зміни та порушення режиму стоку, відносяться гідротехнічні засоби регулювання вод, процеси урбанізації, сільськогосподарська та лісогосподарська діяльність.

Басейн річки Уж знаходиться на території Ужгородського району Закарпатської області. Антропогенне навантаження створюється населеними пунктами – с-щ Великий Березний, м. Перечин, м. Ужгород та прилеглими сільськими поселеннями. Найбільший рівень урбанізації в межах басейну спостерігається в обласному центрі – м. Ужгород. Тут на берегах річки знаходяться житлові та житлово-промислові території, міські зони відпочинку, набережні. Під час розвитку структури міста функції його елементів формувалися, використовуючи прибережні території чи безпосередньо русло річки Уж [12].

Наслідком розвитку населених пунктів є порушення природного процесу водообміну. Це відбувається через збільшення площі малопроникних та непроникних поверхонь (промислові та господарські об’єкти, будівлі, дорожнє покриття). Як результат, річковий стік, що формується в природних умовах, в середньому на 10-15% менший, ніж стік на урбанізованих територіях [28].

У басейні річки Уж поблизу с. Кам’яниця споруджено греблю. Вона порушує природний режим вільної течії водотоку. Гребля має висоту близько 2 м. Її основне призначення – створення підпору води на головній ділянці

дериваційного каналу для забезпечення питного водопостачання м. Ужгород, а також для експлуатації гідроелектростанцій – Ужгородської та Оноківської [29].

У 2010 році на р. Шипіт (притока р. Тур'я) біля с. Тур'я Поляна була введена в експлуатацію дериваційна Тур'я-Полянська мала ГЕС. Її потужність становить 1,02 МВт. У 2014 році вище за течією побудовано та запущено малу ГЕС «Шипіт-2» потужністю 999,0 кВт. На обох гідроелектростанціях застосована спеціалізована система решіток, яка мінімізує порушення гідробіологічного режиму річки [33].

В межах Ужгородського району розташовано понад 140 ставків, загальною площею близько 370 га і сумарним об'ємом понад 5 млн м³ [4].

У басейні Ужа ведеться лісозаготівля. Вирубка лісів впливає на гідрологічний режим річок. Лісові масиви відіграють ключову роль у регулюванні гідрологічного режиму: вони сприяють утриманню вологи в ґрунті, підтриманню рівнів ґрунтових вод, а також зменшенню поверхневого стоку під час випадання опадів та танення снігу. Знищення лісового покриву призводить до зменшення водоутримуючої здатності ґрунтів, що викликає зниження водостоку, зменшення запасів підземних вод та зростання ризику паводків [22].

1.2.2. Аналіз водокористування в басейні р. Уж

Основним фактором зміни гідрологічного режиму водних об'єктів на урбанізованих територіях є використання водних ресурсів для промислових і сільськогосподарських потреб [28].

Аналіз водокористування в басейні Ужа проведено на основі даних з водогосподарських звітів 2-ТП за 1990-2020 роки.

В Ужгородському районі прослідковується тенденція до скорочення забору води, що характерно для забору і з поверхневих водних об'єктів, і з

підземних (рис. 1.3).

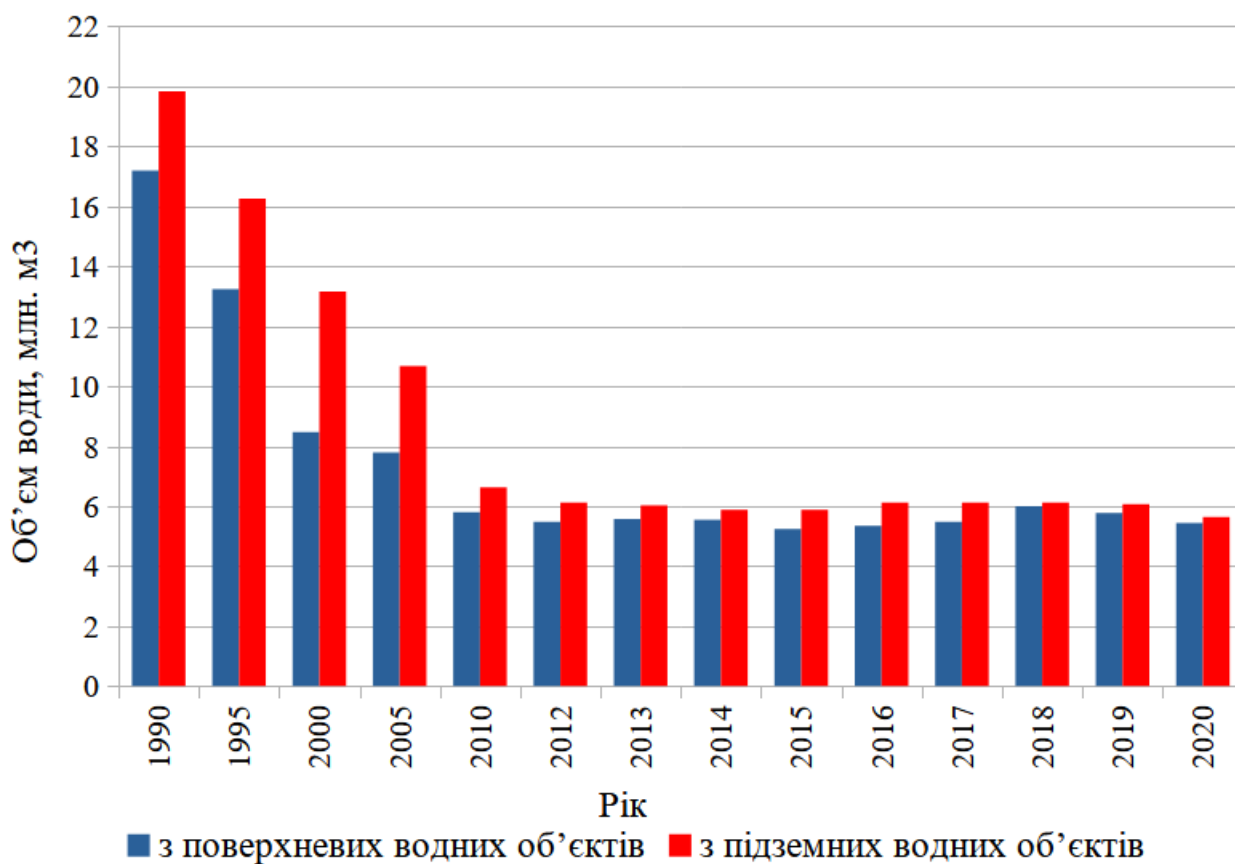


Рис. 1.3. Діаграма динаміки забору води з поверхневих і підземних водних об'єктів

У період з 1990 по 2010 роки зменшення водозабору було особливо стрімким. За ці двадцять років показник скоротився втричі. Мінімальний забір за досліджуваний період становив 11,078 млн м³ і був зафіксований у 2020 році.

Зміни пояснюються зменшенням використання води на побутово-питні потреби, сільськогосподарське водопостачання, виробництво.

Переважає об'єм води забирається з підземних джерел (див. рис. 3), тому що саме ця вода йде на питні та санітарно-гігієнічні потреби, а вони займають перше місце в водокористуванні району. З усього району лише на Перечинщині переважає водозабір з поверхневих водних об'єктів. Це пояснюється тим, що 75 % об'єму води йде на виробничі потреби, а для них

використовують саме воду з поверхневих джерел.

В Ужгородському районі переважна частка води йде на побутово-питні потреби. На другому місці серед користувачів – виробництво, третє займають інші потреби, зокрема зрошення та рибне господарство. Сільське господарство займає останнє місце серед головних користувачів води.

Оскільки за період з 1990 по 2020 рр. забір води зменшився, то, відповідно, скоритися й скид у поверхневі водні об'єкти.

Для Закарпаття характерним є перевищення в два рази скиду в поверхневі водні об'єкти, порівняно з забором води з поверхневих джерел. Це пояснюється значним використанням підземних вод для потреб населення. Така ситуація веде до вичерпання підземних вод, а це, в свою чергу, несе загрозу для водогосподарського потенціалу регіону [28, 29].

1.3.3. Аналіз водного балансу річки в створі м. Ужгород

Водогосподарський баланс є ключовим інструментом оцінки водних ресурсів і їх розподілу. Він дає змогу визначити рівень забезпеченості водою, виявити дефіцит або надлишок водних ресурсів, а також оцінити ефективність водокористування в межах басейну [48].

Аналіз водогосподарського балансу р. Уж проведено на основі даних з таблиць Держводагентства [5].

Основне джерело надходження води – бічний приплив. Його найбільший обсяг формується у березні та квітні, що відповідає періоду весняного водопілля. Мінімальні значення припадають на серпень та вересень, що характерно для літньо-осінньої межени.

Водозабір із підземних джерел є незначним і стабільним упродовж більшої частини року. Проте у зимовий період спостерігається його підвищення з максимумом у лютому (5,82 млн м³). Так підземні води підтримують гідрологічний режим у холодний період року.

Зворотні води залишаються сталими упродовж року та становлять 1,508 млн м³ щомісяця.

Зміна запасів води у водосховищах та ставках незначна. У березні, квітні відзначається спрацювання (-0,17 млн м³), у жовтні, листопаді – наповнення (+0,17 млн м³).

Загальний річний приплив водних ресурсів має сезонну динаміку: максимум у березні та квітні, мінімум у серпні та вересні.

У витратній частині переважає забір поверхневих вод. Його показники свідчать про стабільне водокористування. Максимум припадає на січень і становить 21,65 млн м³.

Мінімальний екологічний стік має значні коливання з найбільшими значеннями у березні (9,07 млн м³) та квітні (8,40 млн м³), і найменшим показником у серпні (0,52 млн м³).

Зменшення стоку річки, викликане забором гідравлічно зв'язаних з нею підземних вод має незначний вплив на водногосподарський баланс – близько 0,05 млн м³ щомісяця, крім січня (0,21 млн м³) та лютого (0,58 млн м³).

Фільтраційні втрати з водосхових стабільні – близько 0,0023 млн м³ щомісяця.

Загальні витрати води за місяцями коливаються від 2,29 млн м³ (серпень) до 25,21 млн м³ (січень).

Дефіцит водних ресурсів на водогосподарській ділянці відсутній.

Резерв водних ресурсів значний і змінюється залежно від сезону: максимум у березні, мінімум у серпні.

Транзит стоку на розташовану нижче ВГД з урахуванням мінімального екологічного стоку у замикаючому створі найбільший у березні і квітні, найменший у вересні.

Отже, стік має чітко виражений сезонний характер. У березні-квітні спостерігається максимум водних ресурсів через весняне водопілля, у серпні-вересні – мінімальні значення через літньо-осінню межень.

У формуванні водного балансу р. Уж ключовим є бічний приплив. Природне поповнення водних ресурсів (переважно за рахунок дощів і сніготанення) значно перевищує потреби у воді в середньорічному розрізі. Обсяги водозабору переважно сталі з незначними втратами на фільтрацію та випаровування. Відсутність дефіциту водних ресурсів, навіть у місяці з найменшою прибутковою частиною, свідчить про достатнє водозабезпечення.

Висновки до розділу 1

1. Встановлено, що формування водного стоку річок басейну Ужа відбувається під впливом складного комплексу природних чинників, серед яких геолого-геоморфологічна будова, кліматичні умови, гідрогеологічні умови, характер ґрунтового-рослинного покриву.

2. Визначено ряд антропогенних факторів, які чинять найбільший вплив на водний стік та гідрологічний режим, а саме – урбанізація, сільськогосподарська та лісогосподарська діяльність, гідротехнічні засоби регулювання вод.

3. Виявлено тенденцію до скорочення забору води з поверхневих і підземних водних об'єктів та скорочення скиду води у поверхневі водні об'єкти.

4. В результаті аналізу водогосподарського балансу виявлено профіцит водних ресурсів, а також відмічено чіткий сезонний характер у розподілі водних ресурсів.

РОЗДІЛ 2

АНАЛІЗ СТАНУ ДОСЛІДЖЕНЬ ОСОБЛИВОСТЕЙ ФОРМУВАННЯ ПАВОДКІВ У БАСЕЙНІ РІЧКИ, ХАРАКТЕРИСТИКА ВИКОРИСТАНИХ ДАНИХ ТА МЕТОДИКИ ДОСЛІДЖЕНЬ

2.1. Особливості формування паводків у басейні річки

Українські Карпати є одним з найбільш паводконебезпечних регіонів Європи [11].

Паводки формуються внаслідок взаємодії значної кількості факторів, основними з яких є гідрометеорологічні умови та підстильна поверхня. До гідрометеорологічних факторів належать наступні: кількість опадів, їхня інтенсивність та тривалість випадіння, площа зрошення та ін. Втрати талих і дощових вод, їх динаміку в часі, швидкість добігання води по схилах і руслу визначають фактори підстильної поверхні: рельєф місцевості, ґрунтовий і рослинний покрив та ін.

Формуванню високих паводків сприяє розвинена густа гідрографічна мережа та значні похили місцевості. Характерним є також утворення на гірських схилах інтенсивного поверхневого схилового стоку, який посилює негативні впливи на території і об'єкти.

Орографічні особливості Карпат сприяють значному збільшенню кількості та інтенсивності опадів. У басейнах карпатських річок добова кількість опадів може перевищувати 100 мм, а інколи вона досягає 150-200 мм. Інтенсивні зливові дощі одночасно можуть охоплювати великі площі – 10-30 тис. км², а інколи і всі річкові басейни – до 50 тис. км². Ці фактори зумовлюють неодноразові паводки упродовж всього року. А особливо інтенсивні зливові дощі спричиняють утворення високих паводків, які часто мають небезпечний та катастрофічний характер і несуть велику шкоду

населеним пунктам і господарським об'єктам.

Негативні наслідки паводків посилюються антропогенною діяльністю на річкових водозборах, особливо якщо вона відбувається неконтрольовано, необґрунтовано, без урахування умов розвитку паводків та переміщення паводкових хвиль. Площі затоплення та його тривалість збільшуватимуться в разі переливу води через дамби або їх прориву.

В таблиці 2.1 наведено максимальні рівні найвищих паводків, що проходили в басейні річки Уж за період від 1949 до 2024 року.

Таблиця 2.1

**Максимальні рівні паводків над нулем поста (112.38 м БС) на
гідрологічному посту р. Уж – м. Ужгород**

Максимальний рівень паводків, см	Рік	Дата
350	1992	17.11
295	1998	05.11
277	1957	14.12
275	1968	25.02
250	1989	27.02
248	1980	23.07
234	1963	13.03
229	1979	29.01
224	1981	13.12
210	1955	18.02
	2001	05.03

Найвищим паводком в басейні річки Уж був паводок 1992 року. Під час його проходження, 17 листопада, був зафіксований максимальний історичний рівень води на гідрологічному посту р. Уж – м. Ужгород, що становив 350 см над нулем поста (112.38 м БС). Рівень був підірним внаслідок того, що в руслі річки в межах міста Ужгород були острови з високими деревами та кущами.

15, 16 листопада 1992 року над Ісландією розміщувався циклон, дія якого

поширювалась і на Західну Європу. В другій половині дня 15 листопада в зоні теплового фронту в районі Угорщини та тодішньої Югославії почалось стрімке зниження атмосферного тиску через посилення адвекції тепла з заходу. Контрасти температур в зоні фронту з висотою збільшувались до 12°C, що активувало фронт і стало причиною збільшення кількості опадів. Теплий фронт пройшов через територію Закарпаття 16 листопада, за ним слідом із заходу рухався холодний фронт, який повільно переміщувався на схід. За рахунок значних запасів вологи, великих контрастів температур, на фронті утворилися хвилі, тому він сповільнив свій рух у Карпатах. Це призвело до випадіння сильних опадів вдень 16 та вночі 17 листопада на території Закарпатської області. В басейні річки Уж кількість опадів становила 60-90 мм.

В умовах сильного передпаводкового перезволоження підстилаючої поверхні і сильних дощів сформувався значний дощовий паводок, доля снігового живлення в загальному об'ємі стоку паводка була незначна. В Ужгороді в районі водомірного поста максимальний рівень перевищив тодішній історичний максимум снігодощового паводку 1957 на 73 см; на гідрологічному посту в с. Жорнава рівень був нижче історичного на 64 см, в с. Зарічево – нижче на 6 см. Проте максимальні витрати води на цих постах в листопаді 1992 р. були менші, ніж в грудні 1957 р. Так, за даними водомірного поста Ужгород 14.12.1957 р. при рівні води 277 см витрата води була 1680 м³/с, при середній швидкості течії 4,24 м/с; а 17.11.1992 р. при рівні води 350 см витрата води склала лише 1280 м³/с – на 24% менше [16].

Причиною різкого підвищення рівня води в Ужгороді стало порушення гідрологічного режиму річки, зменшення швидкості течії під час проходження паводку, через заростання прируслової заплави в міждамбовому просторі і утворення в руслі річки островів, які заросли чагарником та деревами. Це призвело до збільшення коефіцієнта шорсткості русла і, як наслідок, до підвищення рівня води [16].

Наступним за висотою в басейні Ужа був осінній паводок 1998 року.

29-30 жовтня 1998 року на Закарпатті пройшли сильні дощі, спричинені знаходженням території області в теплому секторі малорухомого циклону, сформованого над Ботнічною затокою, та в зоні впливу холодного фронту з хвилями. В ці дні опади були особливо інтенсивними ще й за рахунок натікання на гірські території теплої вологої повітряної маси [11]. В басейні Ужа сумарна кількість опадів за дві доби становила близько 30 мм.

Друга хвиля дуже сильних дощів пройшла 3-5 листопада. Невеликі опади розпочалися вдень 3 листопада, коли через Закарпаття проходив теплий фронт та фронт оклюзії. Інтенсивність опадів збільшилася вночі 4 листопада. Ці дощі були спричинені холодним фронтом [11].

Вдень 4 листопада над Альпами активізувалася висотна фронтальна зона та збільшилася південна складова переносу повітряних мас. Ці умови призвели до сповільнення та загострення малорухомого холодного полярного фронту, а також стали причиною утворення декількох активних мікроциклонів над Карпатами та прилеглими територіями [11]. Взаємодія цих факторів спричинила тривалі та дуже сильні дощі.

У зв'язку з орографічними особливостями території, навіть після проходження фронту, через зростання атмосферного тиску, 5 листопада дощі продовжувалися. Також невелику кількість опадів в цей день приніс холодний арктичний фронт [11].

За дві доби (4-5 листопада) на метеостанціях басейну Ужа була зафіксована наступна кількість опадів: Великий Березний – 49 мм, Ужгород – 45,9 мм.

Слід зазначити, що опади не були видатними, оскільки в попередні паводки їхня сума була більшою. Тому можна зробити висновок про те, що формування високого паводку початку листопада 1998 року було спричинене сукупною дією факторів гідрометеорологічного режиму.

Формуванню паводку сприяла й попередня водність річок. Літньо-осінній сезон 1998 року був дощовим. За даними метеостанцій, щомісячна кількість

опадів перевищувала норму. Частина опадів формувала дощові паводки, зокрема, того року значним в басейні Ужа був паводок 5-8 серпня. Ця інформація свідчить про те, що територія басейну була добре зволожена, на річках утримувалася висока водність. На більшості постів підвищена водність збільшила максимальний рівень паводку на 10-20 см [41].

Важливо відмітити, що внаслідок метеорологічної ситуації упродовж теплого періоду року, спостерігалось високе зволоження та перезволоження метрового шару ґрунту [11]. Запаси продуктивної вологи часто перевищували повну вологоємність. За таких умов всі пори ґрунту заповнені водою. Враховуючи це, коефіцієнт дощового стоку в паводок на початку листопада був високим, подекуди навіть близьким до 1,0. Це говорить про те, що майже всі опади початку листопада 1998 року були стокоформуєчими.

Ще одним фактором утворення високого паводку стали рівні ґрунтових вод. В теплий період 1998 року для Закарпаття було характерне підвищення рівня ґрунтових вод, порівняно з багаторічними показниками та з місяця в місяць [11]. Це призвело до незначних витрат дощових вод і їхнього застою на низинних територіях.

Максимум паводку у верхів'ї Ужа сформувався 5 листопада. Рівні води були близькими до паводку 1992 року. Так, на гідрологічному посту в Ужгороді максимальний рівень становив 295 см, що всього на 55 см менше максимального історичного рівня. Загалом в створах інших водомірних постів в басейні Ужа максимальні рівні паводку були нижчими за історичні на 4-94 см.

За аналогічних умов, якщо б кількість опадів в басейні Ужа сягнула 100-150 мм, максимальні рівні могли стати вищими на 1,00-1,20 м, що призвело б до реальної загрози затоплення міста Ужгород.

Третім за висотою в басейні Ужа став тало-дощовий грудневий паводок 1957 року. Про нього збереглося не так багато інформації. Відомо, що територія Закарпаття знаходилась під впливом теплих повітряних мас, що супроводжувалися інтенсивними опадами. Така метеорологічна ситуація

призвела не тільки до випадіння великої кількості опадів 14 грудня, а й до танення наявного на той час снігового покриву. Запас вологи в снігу був близьким до 17-37 мм. Ці фактори призвели до формування високого паводку. На гідрологічному посту в Ужгороді максимальний рівень цього паводку був зафіксований 14 грудня і становив 277 см над нулем поста.

Проаналізувавши фізико-географічні особливості території, господарську діяльність, гідрометеорологічні умови, можна виділи основні природні та антропогенні фактори, які призводять до формування високих паводків в басейні Ужа.

Природні фактори формування паводків:

- випадання дуже сильних, інтенсивних, тривалих дощів;
- підвищення температури повітря, що викликає танення снігу;
- геолого-орografічні умови;
- попереднє надмірне зволоження та перезволоження ґрунту, що зменшує його водопоглинальну здатність;
- висока водність річок перед паводками;
- високе стояння рівнів ґрунтових вод.

Антропогенні фактори формування паводків:

- інтенсивна лісоексплуатація, погіршення санітарного стану та водотрансформаційної функції лісів;
- відсутність водосховищ для регулювання стоку;
- використання полонин, що посилює процеси збільшення поверхневого стоку у верхів'ях річок;
- порушення правил забудови населених пунктів;
- незадовільний стан русел та прилеглих ділянок.

2.2. Характеристика річкової мережі басейну Ужа

Річкова мережа Ужа та його приток є частиною басейну Дунаю.

Загальна довжина річки Уж становить 133 км, площа басейну – 2750 км² (в межах України, відповідно, 107 км і 2010 км²) [5].

До головних приток Ужа першого порядку належать: Улічка, Убля (праві притоки), Люта, Тур'я (ліві притоки).

Густота річкової мережі Ужа становить 1,40 км/км², Тур'ї – 1,55 км/км², Люти – 1,72 км/км².

Витоком р. Уж є джерело, розташоване на південно-західних схилах Вододільного хребта. Нижче річка перетинає Полонинський хребет і Закарпатську низовину, після цього впадає в р. Лаборець.

У верхів'ї ширина р. Уж становить близько 1 м, нижче за течією вона збільшується до 15-30 м, а біля Ужгорода (рис. 2.1) сягає 135 м. Середня швидкість течії становить 0,8-1,1 м/с, проте місцями цей показник зменшується до 0,1 м/с.



Рис. 2.1. Річка Уж, м. Ужгород

Русло річки помірно розгалужене, на окремих ділянках пряме. За формою поперечного профілю долина Ужа в передгір'ї трапецієвидна, на рівнині права частина трапецієвидна, а ліва нечітко виражена. Долина річки звивиста, шириною близько 3 км.

Надзаплавна тераса має ширину 50-500 м. Проте в ущелинах і в місцях звуження терас немає, як і заплави.

Поблизу витoku Уж має декілька невеликих водоспадів з падінням 0,3-0,5 м. Зі сходу на захід, близько 102 км від гирла, річка робить крутий поворот на південь-південний захід і входить на територію Полонинського хребта, прорізаючи його вузькою долиною. Долина річки V-подібна, в 25-30 км вище ширина долини зменшується до 0,2-0,3 км, після чого трохи розширюється до 0,3-0,5 км. Нижче гідрологічного поста в с. Жорнава, долина звужується, перетворюється в близьку до ущелини. Ця ділянка простягається на 2 км. Ширина долини на цьому відрізку становить 0,05-0,15 км. Далі долина знову стає V-подібною з шириною по дну 0,2-0,5 км.

Близько 82 км від гирла р. Уж поступово переходить в досить широку долину – передполонинську, яка простягається з півночі на південь і характеризується помірною звистістю. Надзаплавна тераса біля Великого Березного має ширину 1,5 км. Заплава двостороння позмінно лівобережна і правобережна.

Нижче гідрологічного поста в с. Зарічево долина набуває V-подібну форму з шириною по дну 0,5-0,7 км. Схили долини в цій місцевості терасовані з добре вираженою надзапавною терасою. Заплава в створі поста с. Зарічево – до 1 км, нижче звужується до 0,2 км.

В межах міста Ужгород ширина Ужа становить 30-60 м, а у період паводків збільшується до 100-110 м. Береги річки обривисті, укріплені кам'яною кладкою, а в центрі міста – гранітною набережною.

Серед приток в межах досліджуваного басейну найбільшими є річки Люта та Тур'я.

Басейн річки Люта знаходиться на схилах Полонинського хребта та займає площу 210 км². Річка утворюється від злиття декількох струмків на північно-східному схилі Полонини Руної та впадає в Уж біля залізничної станції Дубриничі.

Довжина р. Люта (рис. 2.2) становить 47 км. Русло звивисте, порогове, нерівне, шириною 10-40 м. Середня глибина річки близько 0,3-0,5 м, найбільша – 1,3 м. Середня швидкість течії становить 0,9-1,2 м/с.



Рис. 2.2. Річка Люта, с. Черногорова

Долина р. Люта слабозвивиста, V-подібна. Ширина по дну 30-60 м, місцями 250-350 м. Схили випуклі, круті, місцями стрімкі. Заплава переривчаста, середньою шириною 20-30 м, подекуди 95 м, а на окремих ділянках зовсім відсутня. Береги круті, обривисті, висотою 2,5-5,0 м, в багатьох місцях зливаються зі схилами долин.

Режим річки природній. Гідротехнічних споруд та підпору немає. По схилам долин і на заплаві зустрічаються джерела та вихід ґрунтових вод на поверхню.

Ще однією правою притокою Ужа є річка Тур'я (рис. 2.3). Її басейн знаходиться на відрогах Східних Карпат та охоплює площу 467 км². Річка бере початок з джерел на південному схилі Гострої Гори, тече по Полонинській поздовжній долині та впадає в головну річку Уж.

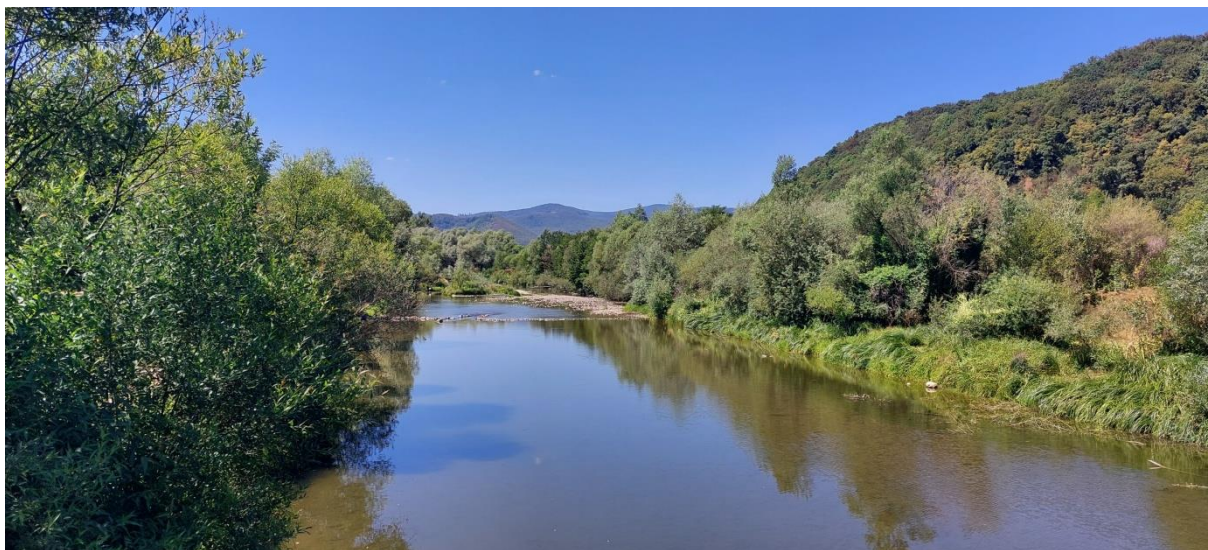


Рис. 2.3. Річка Тур'я, с. Сімер

Довжина Тур'ї становить 46 км. Русло річки слабозвивисте, подекуди помірно звивисте, переважно нерозгалужене. Переважаюча ширина річки 10-15 м. Глибина в межень сягає 0,2-0,6 м, а найбільша становить 1,6 м. Середня швидкість течії річки – 0,5-1,0 м/с.

Тур'я тече в напрямку з північного сходу на південний захід, а в селі Порошково змінює свій напрямок на північно-західний. Долина річки V-

подібна, у верхів'ї має вигляд ущелини, а в середній течії ящикоподібна. Ширина долини по дну становить 1-3 км, її схили терасовані. Заплава двостороння, переривчаста, її середня ширина становить 50-200 м. Береги круті та обривисті, висотою від 0,5 м до 4 м, частіше всього 0,5-1,5 м, місцями зливаються зі схилом долини.

2.3. Характеристика мережі гідрологічних та метеорологічних спостережень.

Мережа гідрометеорологічних спостережень в басейні річки Уж, як і в цілому в Закарпатській області, почала формуватися ще за часів Австро-Угорської імперії. Зокрема, в 1872 році в Ужгороді була відкрита одна з перших метеостанцій регіону. До 1938 року спостереження велися з перервами [1].

Метеостанція Ужгород була розташована на 4 км східніше від нинішньої. Вона була частиною австро-угорської гідрометеорологічної мережі та працювала за програмою II розряду. Дані спостережень за температурою та вологістю повітря, атмосферним тиском друкувалися в угорських щорічниках. Проте дані спостережень, що проводилися у довоєнний період, не збереглися [1, 26]

Після Другої світової війни Управління гідрометслужби України поставило перед собою завдання щодо відновлення спостережень на метеостанціях. 5 серпня 1945 р. було відкрито авіаметеорологічну станцію Ужгород II розряду. На ній і досі ведуться регулярні метеорологічні спостереження та відбувається метеорологічне обслуговування цивільної авіації [26].

Внаслідок технічного розподілу та будівництва нового контрольно-диспетчерського пункту в аеропорту, 02 березня 1995 року метеомайданчик був перенесений південніше на 900 м без порушення Методик метеоспостережень [1].

Авіаційна метеорологічна станція Ужгород цивільна знаходиться на висоті 114,6 м над рівнем моря, в західній частині міста, на відстані 100 м від кордону України зі Словаччиною. Географічне розташування метеостанції є одним із найскладнішим для прогнозування, порівняно з іншими станціями в Україні [1].

Наразі АМСЦ Ужгород складається з відділу метеорологічних прогнозів, відділу метеорологічних спостережень та інформації, сектору автоматизованого прийому та передачі інформації.

В межах басейну Ужа діє ще одна метеорологічна станція, у селищі Великий Березний. Тут метеорологічні спостереження почали проводити у 1880 році.

У червні 1946 року у Великому Березному відкрита гідрометеорологічна станція II розряду, що розташовується на висоті 205 м над рівнем моря у південно-західній частині передгір'я Карпат. Річка Уж протікає за 700 м від станції. Метеорологічний майданчик знаходиться в північно-західній частині Великого Березного [1].

На метеостанції ведуться спостереження за температурою повітря та поверхні ґрунту, атмосферним тиском, вологістю повітря, атмосферними опадами, хмарністю, характеристиками вітру, атмосферними явищами. В зимовій період працівники станції проводять снігозйомки та спостерігають за сніговим покривом, промерзанням ґрунту, ожеледно-паморозевими явищами.

24 квітня 2008 року біля метеомайданчика була встановлена автоматизована метеорологічна станція, яка кожні 5 хвилин фіксує метеорологічні показники [1].

В басейні Ужа діє сім гідрологічних постів (рис. 2.4, табл. 2.2).

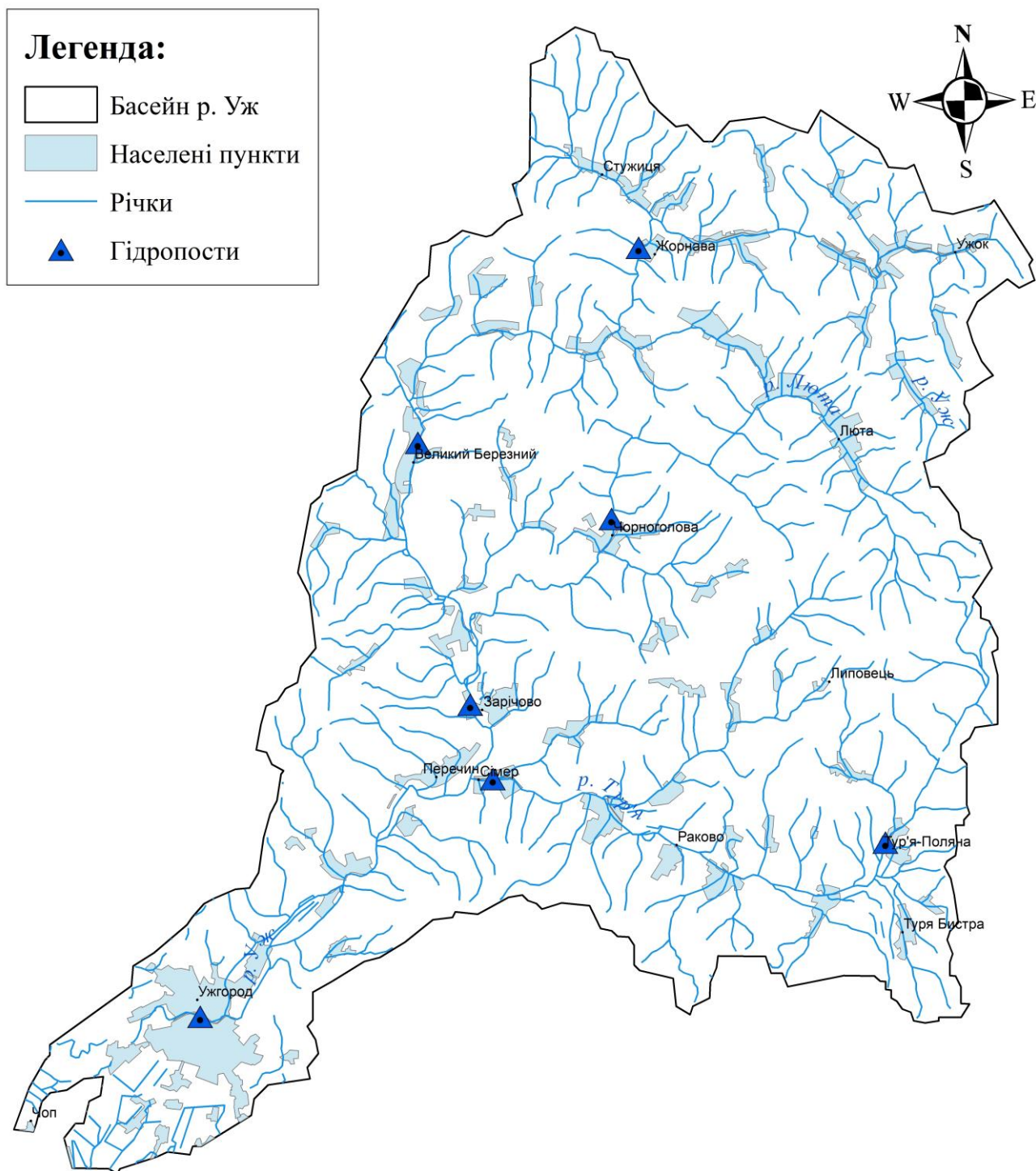


Рис. 2.4. Карта-схема мережі гідрологічних постів в басейні Ужа

Таблиця 2.2

Основні характеристики гідрологічних постів

Річка	Назва поста	Код поста	Координати постів		Відстань від гирла, км	Площа водозбору, км ²	Відмітка нуля поста, м, БС
			Широта	Довгота			
Уж	Жорнава	44108	48°59'	22°38'	100	286	328,40
Уж	Великий Березний	44110	48°54'	22°28'	78	653	196,26
Уж	Зарічево	44113	48°46'	22°30'	60	1280	154,56
Уж	Ужгород	44116	48°37'	22°18'	33	1970	112,38
Люта	Чорноголова	44120	48°51'	22°37'	14	169	255,46
Тур'я	Тур'я Поляна	44121	48°42'	22°50'	28	98,6	278,46
Тур'я	Сімер	44124	48°44'	22°31'	1.4	464	151,23

На головній річці Уж знаходяться чотири пости, розташовані через кожні 18-27 км, а саме: р. Уж – с. Жорнава, р. Уж – с-щ Великий Березний, р. Уж – с. Зарічево, р. Уж – м. Ужгород. На лівих притоках Ужа розташовані три пости: р. Люта – с. Чорноголова, р. Тур'я – с. Тур'я Поляна, р. Тур'я – с. Сімер.

Тривалість спостережень на гідрологічних постах (табл. 2.3) річки Уж, становить 73–79 років; на постах, що розміщені на притоках – р. Люта і р. Тур'я – від 42 до 68 років.

Таблиця 2.3

Тривалість гідрологічних спостережень на постах басейну р. Уж

Річка	Пост	Період дії поста, роки	Тривалість спостережень, роки	Спостереження за:		
				рівнями води	стоком води	стоком завислих наносів
Уж	с. Жорнава	1946	79	1946	1952	1965
Уж	с-т Великий Березний	1946-1988, 1994	73	1946-1988, 1994	1955-1988	-
Уж	с. Зарічово	1946	79	1946	1946	1964
Уж	м. Ужгород	1948	77	1948	1946	1950-1998
Люта	с. Чорноголова	1946-1988, 1999	68	1946-1988, 1999	1956-1988	-
Тур'я	с. Тур'я Поляна	1964-1988, 1999	50	1964-1988, 1999	1965-1988	-
Тур'я	с. Сімер	1957	68	1957	1957	1966

Із середини 1940-х по середину 1950-х рр. в басейні Ужа діяли ще два гідрологічні пости: р. Уж – с. Ворочево та р. Тур'я – с. Тур'ї Ремети. Їхнє відкриття було пов'язане будівництвом малих гідроелектростанцій. Проте після закриття ГЕС спостереження на цих постах припинили [13].

У 1988 році внаслідок «оптимізації» мережі гідрологічних спостережень частина водомірних постів в басейні р. Уж була закрыта, але після паводків 1992 та 1998 років на окремих постах відновили спостереження за рівнями води.

Найближчим до витoku є гідрологічний пост р. Уж – с. Жорнава, що знаходиться на відстані 100 км від гирла річки. Він охоплює 286 км² водозбору. Пост розміщений на правому березі Ужа в центрі села, в 50 метрах вище гирла правобережного струмка Парашинський.

Гідрологічний пост р. Уж – с-щ Великий Березний знаходиться на відстані 78 км від гирла річки. Він охоплює 653 км² водозбору. Пост

знаходиться на правому березі в східній частині населеного пункту, в 2 км нижче впадіння р. Улічка.

Гідрологічний пост р. Уж – с. Зарічево знаходиться на відстані 60 км від гирла річки. Він охоплює 1280 км² водозбору. Водомірний пост розташований на лівому березі Ужа в 300 м нижче залізничнодорожньої будки, в 5 км нижче впадіння р. Люта.

Гідрологічний пост р. Уж – м. Ужгород знаходиться на відстані 33 км від гирла річки та охоплює 1970 км² водозбору. Перші спостереження тут були організовані ще у 1889 році, але регулярні спостереження розпочались 01.08.1948 року. Пост розміщений на правому березі, біля пішохідного мосту, в 1,9 км нижче впадіння дериваційного каналу Ужгородської ГЕС в річку Уж. Пост змішаного типу, рейково-пальовий. Для безперервної реєстрації рівнів води в 142 м вище основного поста в павільйоні ГР-64 встановлений самописець рівня води типу «Валдай» – єдиний досі діючий в басейні Ужа.

Водомірний пост р. Люта – с. Чорноголова знаходиться на лівому березі річки в північній частині села, в 6 м нижче автодорожнього мосту.

Гідрологічний пост р. Тур'я – с. Тур'я Поляна розміщений в центрі села, в 850 м нижче гирла річок Шипіт і Звур (Звор).

Водомірний пост р. Тур'я – с. Сімер розташований на лівому березі річки в центрі села, в 1,4 км від гирла. Площа водозбору – 464 км².

Усі діючі водомірні пости басейну Ужа оснащені автоматизованими гідрологічними станціями.

На постах щодня о 8 та 20 годинах ведуться спостереження за рівнем води, температурою води та повітря. У період паводків проводяться почащені виміри рівнів води через кожні 4 години. В період стійкого льодоставу вимірювання не проводяться. В холодний період спостережники відмічають явища льодового режиму, попентадно вимірюють товщину льоду, шуги, висоту снігу на льоду.

Вимірювання витрат води проводяться на чотирьох постах басейну:

р. Уж – с. Жорнава, р. Уж – с. Зарічево, р. Уж – м. Ужгород, р. Тур'я – с. Сімер.

На трьох постах (р. Уж – с. Жорнава, р. Уж – с. Зарічево, р. Тур'я – с. Сімер) ведуться спостереження за мутністю води, витратами завислих наносів та механічним аналізом наносів.

В басейні Ужа діють п'ять метеорологічних постів, розташовані у с. Жорнава, с. Зарічево, с. Тур'я Поляна, с. Сімер, с. Черногорова. На всіх цих постах ведуться спостереження за кількістю та видом опадів, атмосферними явищами, сніговим покривом.

Оскільки пост в Жорнаві розташований в гірському районі, на ньому візуально спостерігають ще й за селями та сніговими лавинами.

2.4. Характеристика використаних даних

У роботі використано набір гідрометеорологічних даних, зібраних з пунктів спостережень Державної гідрометеорологічної мережі в Закарпатській області за період з 1 січня 1961 року по 31 грудня 2020 рр., що охоплює 60-річний часовий відрізок. Серед них: 2 метеорологічні станції (Ужгород, Великий Березний), 5 метеорологічних постів (Жорнава, Зарічево, Черногорова, Тур'я Поляна, Сімер), 7 гідрологічних постів (Жорнава, Великий Березний, Зарічево, Ужгород, Черногорова, Тур'я Поляна, Сімер).

Такий тривалий часовий період спостережень обрано з метою забезпечення статистичної значущості результатів дослідження та можливості виявлення тенденцій, а також для аналізу змін між двома 30-річними кліматичними періодами – 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр.

Інформація з метеорологічних станцій отримана з таблиць метеорологічних і агрометеорологічних спостережень (ТСГ-1), де вміщені необхідні для дослідження дані про кількість опадів та температуру повітря.

Додатково для аналізу опадів під час визначних паводків використано таблиці даних спостережень за опадами та атмосферними явищами на постах (ТМ-8), що надходять з метеорологічних постів басейну.

Дані про витрати води отримано з гідрологічних щорічників. Для аналізу проходження паводків залучено дані про рівні води з гідрологічних постів, зафіксовані в книжках для запису гідрологічних спостережень (КГ-1М).

Зібрана інформація була об'єднана в базу даних, створену в Microsoft Excel.

2.5. Методика виконання досліджень

Дослідження виконувались з використанням стандартних статистичних методів, які зазвичай використовуються для обробки гідрологічної та метеорологічної інформації та спеціальних методів розроблених у гідрометеорології з метою прогнозування, моделювання, інтерпретації результатів досліджень.

2.5.1. Коротка характеристика стандартних статистичних методів

Для обробки вихідної інформації використовувались стандартні статистичні методи з доступних бібліотек програм Excel та Statistica. Завдяки цим програмам розраховувались статистичні параметри метеорологічних та гідрологічних рядів спостережень, досліджувався статистичний розподіл даних та їх статистична структура, виконувався кореляційний та регресійний аналіз багаторічних рядів спостережень, розрахунок часових трендів у багаторічних рядах спостережень максимальних витрат води та опадів з використанням методу найменших квадратів.

Усі стандартні статистичні методи які використовувались у роботі

загальновідомі і детально описані у навчальній літературі для метеорологів і гідрологів [41, 45, 46].

2.5.2. Коротка характеристика використаних спеціальних методів обробки гідрологічних та метеорологічних даних

Дослідження сезонності формування водного стоку та опадів методом kernel density (KDE). Цей вид аналізу передбачає дослідження розподілу дня виникнення максимальних річних витрат (максимальних опадів), що є циклічною змінною, представленою числом від 1 (1 січня) до 365 або 366 (31 грудня). Розподіл дня виникнення максимальних річних витрат (опадів) оцінюється як непараметрична циклічна щільність ядра за допомогою функції R «density» (kernel density) з пакета R «circular» після перетворення циклічних даних у радіани [91]. Додаткову інформацію про циклічну щільність ядра можна отримати у спеціальних публікаціях, зокрема Bai та ін. [54] та Klemelä [81].

Для підтвердження теорії про вплив зміни клімату на можливий зсув періоду виникнення повеней (зміна сезонності паводків) розподіл дат настання повеней будується для всієї довжини часового ряду (1961-2020) та для двох підперіодів рівної тривалості, тобто 1961-1990 та 1991-2020. Порівняння розподілу днів виникнення повеней за ці періоди має на меті виявити зміни в сезонності повеней, можливо, пов'язані зі змінами в процесах утворення повеней через зміну клімату.

Оцінка щільності ядра – це корисний статистичний метод для оцінки загальної форми розподілу випадкової величини. Іншими словами, оцінка щільності ядра, також відома як KDE, допомагає нам «згладжувати» та досліджувати дані, які не відповідають жодному типовому розподілу щільності ймовірності, такому як нормальний розподіл, біноміальний розподіл тощо.

У більшості випадків використовується Гаусів розподіл щільності ядра за функцією [65]:

$$\frac{1}{\sqrt{(2\pi)^d}} \exp\left(-\frac{(x_i - x)^2}{2}\right)$$

Діаграма розподілу щільності ядра (дат настання екстремальних витрат) допомагає нам оцінити розподіл ймовірностей нашого випадкового набору даних та виконати правильну інтерпретацію процесів, які відбуваються під впливом зміни клімату.

Аналіз тенденцій величини річних максимальних витрат. Виконується порівняльний аналіз багаторічної динаміки максимальних річних витрат води. Шляхом статистичної фільтрації даних було сформовано вибірку спостережень за максимальним річним стоком води, яка складається з річних добових максимальних витрат. Ряд річних максимумів (РМ) містить найбільші витрати (в кубічних метрах за секунду, скорочено м³/с) за кожний календарний рік. Тенденції розраховуються та візуалізуються на основі результатів розрахованих за методом найменших квадратів та оцінюються кількома способами, наприклад, на основі непараметричного тесту Манна-Кендалла (МК) [80, 84] з рівнем значущості 5%, який використовується для виявлення монотонно позитивних або негативних значущих тенденцій у ряді річних максимальних витрат.

Аналіз повторюваності наводків з використанням підходу «піки над порогом» (POT): аналіз нестаціонарних екстремальних значень. Це сучасний метод аналізу нестаціонарних екстремальних значень. У теорії екстремальних значень оцінка параметрів екстремальних значень є надзвичайно важливою при аналізі лептокуртичних розподілів. Лептокуртичні розподіли є статистичні розподіли з ексцесом більше трьох (рис. 2.5). Лептокуртичний розподіл характеризується високим піком і більш потужними «хвостами» (викиди, екстремальні значення, які виходять за межі нормального розподілу) порівняно

з нормальним розподілом. Це означає, що він краще описує ймовірності екстремальних позитивних чи негативних подій.

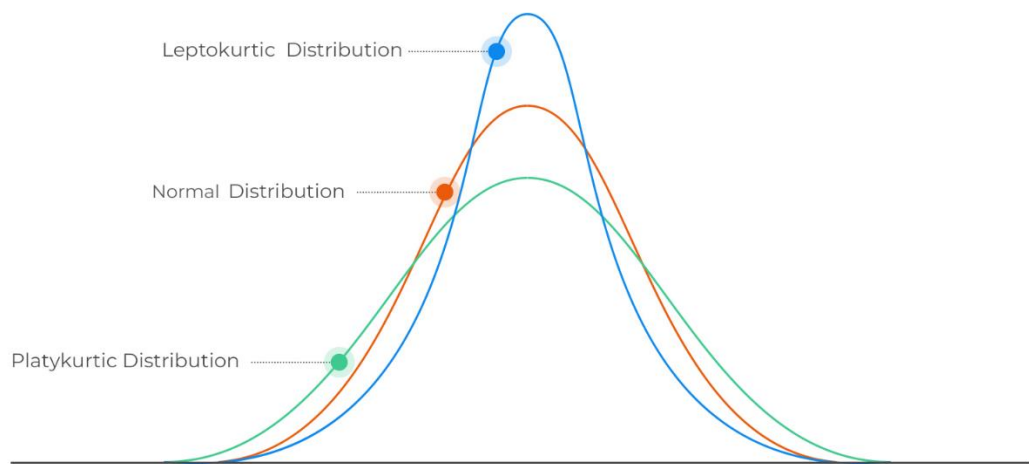


Рис. 2.5. Пояснення формування лептокуртичних розподілів (розподілів екстремальних значень) [82]

По суті, лептокуртичний розподіл має більше точок даних, згрупованих навколо середнього значення, але також має частіші викиди (у гідрології - це екстремальні витрати та опади), що вказує на ширший діапазон можливостей. Лептокуртичні розподіли, що характеризуються важкими хвостами та більшою ймовірністю екстремальних подій, потребують спеціалізованих методів для точного оцінювання параметрів їхніх хвостів. Одним з таких методів, що набув популярності в останні роки, є метод оцінки піків, що перевищують порогове значення (Peaks Over Threshold, POT). Цей метод пропонує надійний підхід до оцінки параметрів «хвоста» (екстремальних значень, які перевищують певний поріг).

Метод POT ґрунтується на припущенні, що екстремальні події відбуваються незалежно і підпорядковуються узагальненому розподілу Парето (GPD) за певним порогом. Вибираючи відповідний поріг, метод дозволяє сконцентруватися на екстремальних значеннях, що може дати більш точні

оцінки параметрів хвоста порівняно з традиційними методами, які розглядають весь розподіл.

Виконання аналізу даних з використанням POT методу виконувався в такому порядку:

1. Встановлення відповідного порогового значення: Вибір порогу має вирішальне значення в методі POT. Він має бути достатньо високим, щоб зафіксувати екстремальні події, але достатньо низьким, щоб забезпечити достатню кількість спостережень, що перевищують поріг. Поширеним підходом є вибір порогу як значення, що перевищує певний квантиль, наприклад, 90-й або 95-й процентиль. Вибираючи квантиль, ми можемо гарантувати, що поріг є співвідносним з розподілом, який розглядається.

2. Створення POT рядів шляхом відбору значень, що перевищують певний поріг – 90%, потім проведення процедури декластеризації.

3. Вибір відповідної статистичної функції для часового ряду максимальних добових витрат, яка найкраще описує випадковий процес.

Початковим кроком у будь-якому аналізі частоти паводків є підбір розподілу ймовірностей до даних спостережень за паводками. Зазвичай, більшість дослідників рекомендують використовувати GEV (узагальнене екстремальне значення) для аналізу частоти повеней [57].

Розподіли екстремальних значень [67] включають три родини: Гумбеля, Фреше та Вейбулла. Всі три родини об'єднані в узагальнений розподіл екстремальних значень (GEV) [76]. GEV було використано для побудови як стаціонарних, так і нестаціонарних моделей.

4. Моделювання екстремальних витрат здійснювалося за допомогою методів Монте-Карло (МС) [61], Імана Коновера [73] та Латинської гіперкубічної вибірки (LHS) [74].

Висновки до розділу 2

1. Визначено природні та антропогенні фактори, які призводять до формування високих паводків в басейні Ужа. Серед природних основними чинниками є випадіння сильних і тривалих дощів, сніготанення, геолого-орografічні умови, висока попередня водність та зволоження території; серед антропогенних – інтенсивна лісоексплуатація, відсутність стокорегулюючих водосховищ, порушення правил забудови та незадовільний стан річкових русел.

2. Мережа гідрометеорологічних спостережень в межах басейну Ужа складається з двох метеостанцій (Ужгород, Великий Березний), семи гідрологічних постів (р. Уж – с. Жорнава, р. Уж – с-щ Великий Березний, р. Уж – с. Зарічево, р. Уж – м. Ужгород, р. Люта – с. Черногорова, р. Тур'я – с. Тур'я Поляна, р. Тур'я – с. Сімер) та п'яти метеорологічних постів (Жорнава, Зарічево, Тур'я Поляна, Сімер, Черногорова).

3. Для дослідження використано гідрометеорологічні дані за 60-річний період (1961-2020 рр.), що характеризуються достатньою тривалістю та повнотою і забезпечують репрезентативність отриманих результатів.

4. Обрано методичну основу дослідження, яка базується на комплексному використанні стандартних статистичних методів та спеціальних методів обробки гідрологічних і метеорологічних даних.

РОЗДІЛ 3

ДОСЛІДЖЕННЯ ЗАГАЛЬНИХ УМОВ ФОРМУВАННЯ СТОКУ Р. УЖ ПРОТЯГОМ 1961-2020 РР.

Для дослідження зміни температури повітря, опадів та водного стоку було використано ряди середніх річних температур повітря, опадів та витрат води за період 1961-2020 рр. Було проведено аналіз показників за весь визначений період та окремо за два 30-річні кліматичні періоди – 1961-1990 рр. і 1991-2020 рр.. Оцінка змін між кліматичними періодами проводилась із застосуванням графічного аналізу та шляхом порівняння характеристик лінійних трендів.

3.1. Дослідження зміни температури повітря

Аналіз середньорічної температури повітря в м. Ужгород (рис. 3.1) дозволив виявити тенденцію до потепління. Середня річна температура повітря зростає приблизно на $0,3^{\circ}\text{C}$ за десятиріччя. За період 1961-2020 рр. розрахункове збільшення температури повітря становить близько $1,77^{\circ}\text{C}$.

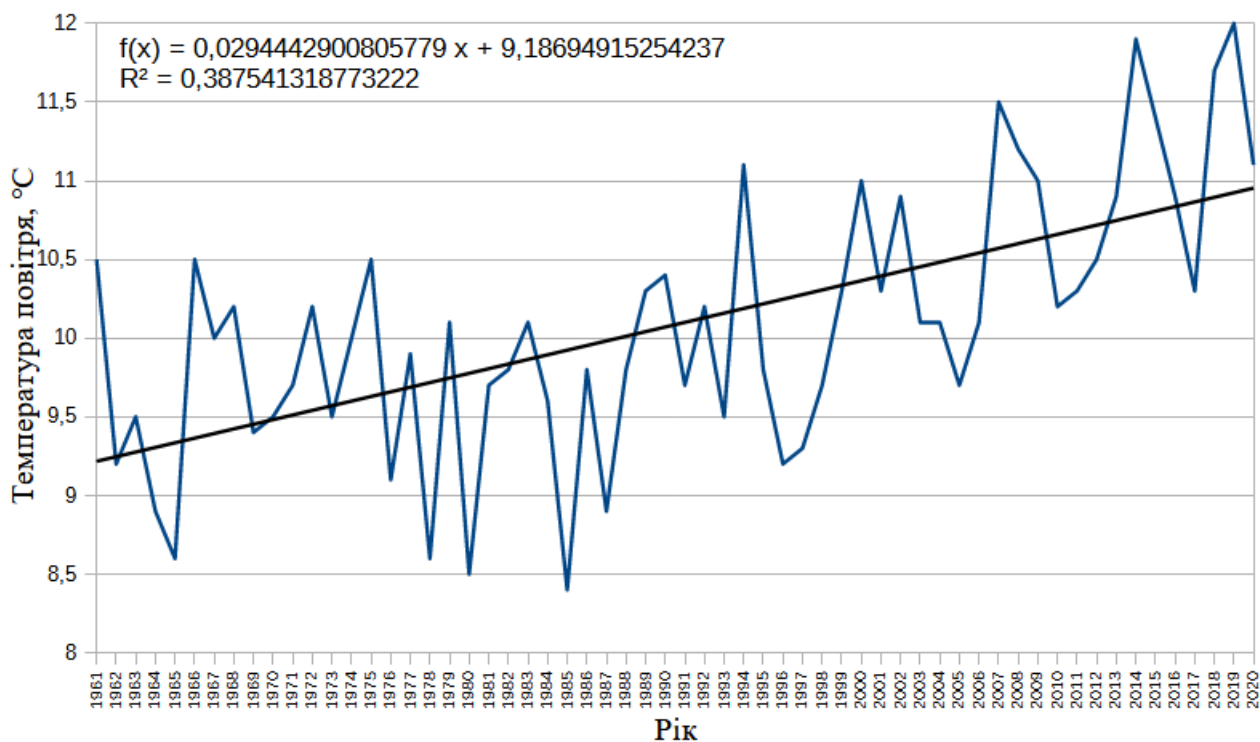


Рис. 3.1. Динаміка температури повітря за даними АМСЦ Ужгород за період 1961-2020 рр.

На рис. 3.2 представлені результати аналізу трендів зніми середньорічної температури повітря за даними АМСЦ Ужгород за два кліматичні періоди періоди 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр. У першому періоді нахил лінії тренду практично відсутній, тенденції до зміни температури не виявлено. Проте нахил лінії тренду за другий період є позитивним і досить значним, що свідчить про виражену тенденцію до потепління.

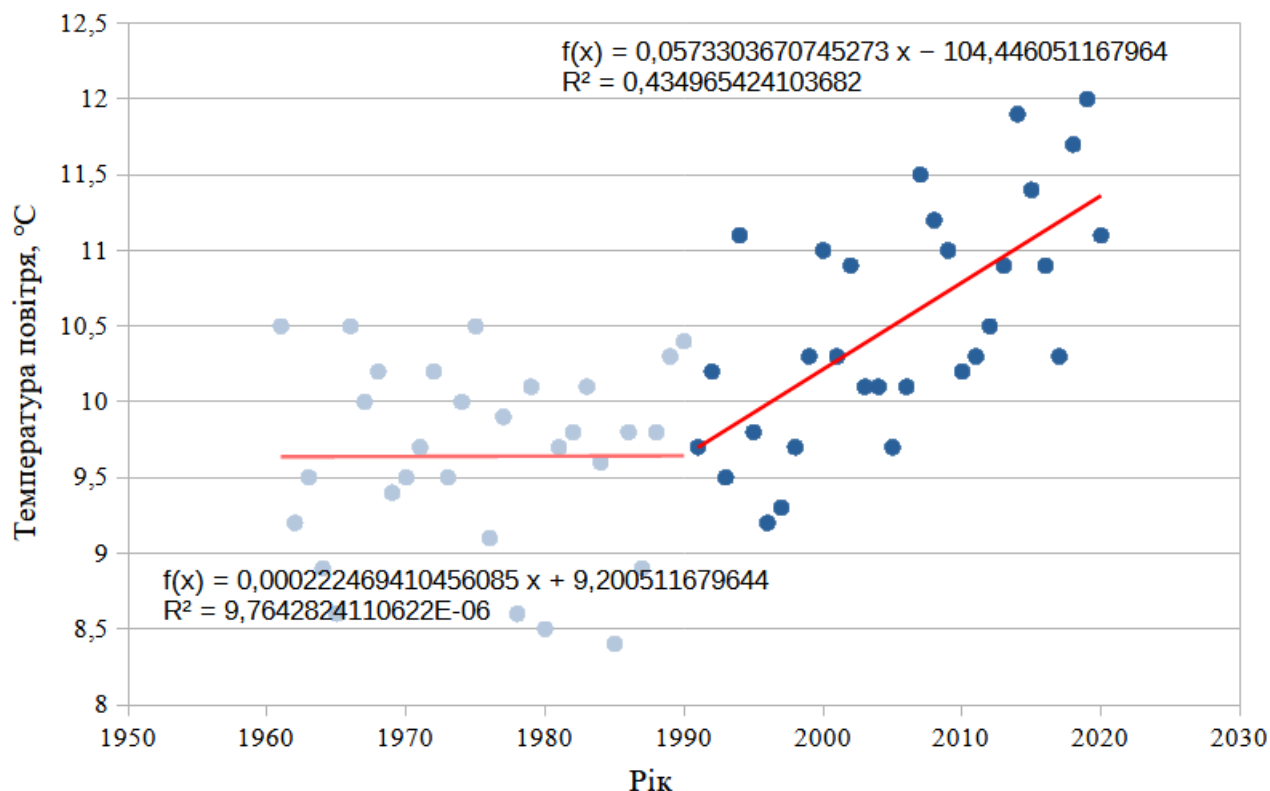


Рис. 3.2. Порівняння трендів зміни середньорічної температури повітря за даними АМСЦ Ужгород за два кліматичні періоди 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр.

В другому періоді коефіцієнт детермінації $R^2 = 0,435$ вказує на наявність зв'язку між часом і зміною температури повітря, хоча в першому досліджуваному періоді такий зв'язок повністю відсутній ($R^2 = 0,00001$).

Швидкість зміни середньорічної температури повітря в період 1961-1990 рр. незначна ($0,002^\circ\text{C}/10$ років), а в період 1991-2020 вона вже яскраво виражена і згідно рівняння лінії тренду становить близько $0,573^\circ\text{C}/10$ років. Це узгоджується з фактом, що найбільш інтенсивне потепління почалося з 1990-х років.

У першому кліматичному періоді (1961-1990) середня температура повітря становила близько $9,6^\circ\text{C}$, у другому – $10,5^\circ\text{C}$. Різниця показників між двома періодами дорівнює $0,9^\circ\text{C}$, що підтверджує тенденцією до потепління.

Найнижчі значення середньорічної температури зафіксовані у першому

періоді – 1985 (8,4°C), 1980 (8,5°C), 1978 та 1965 (8,6°C). Натомість найвищі показники спостерігались в останнє десятиріччя другого періоду, а саме у 2019 р. (12,0°C), 2014 р. (11,9°C), 2018 р. (11,7°C).

Аналіз даних метеостанції Великий Березний (рис. 3.3) також показав тенденцію до підвищення середньорічної температури повітря. Загальне збільшення температури за 60-річний період становить близько 1,85°C.

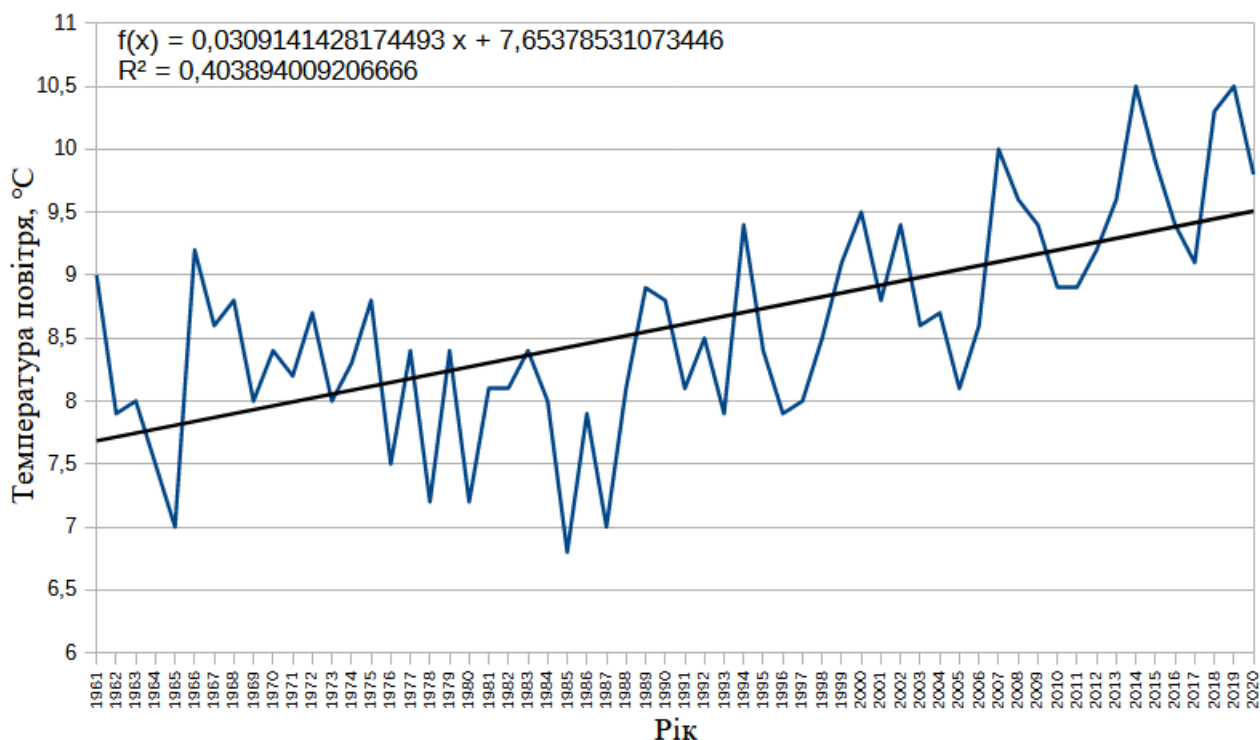


Рис. 3.3. Динаміка температури повітря за даними МС Великий Березний за період 1961-2020 рр.

В окремі кліматичні періоди (рис. 3.4) виявлені суттєві відмінності у характері зміни температурного режиму. Так, за період 1961-1990 рр. прослідковується незначна тенденція до зниження температури. Проте в період 1991-2020 рр. відбувалось порівняно значне підвищення температури – близько 0,62°C за десятиріччя.

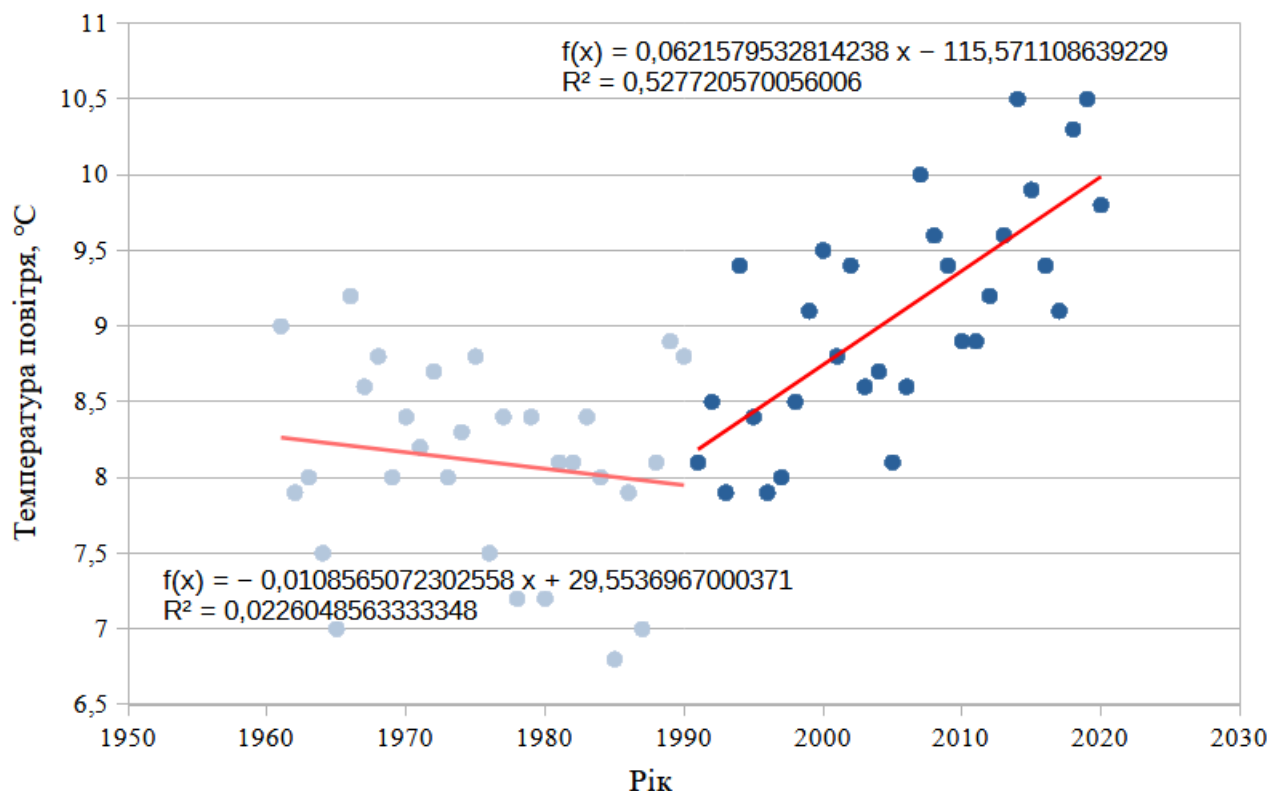


Рис. 3.4. Порівняння трендів зміни середньорічної температури повітря за даними МС Великий Березний за два кліматичні періоди 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр.

Порівняння фактичних даних середньорічної температури повітря за два кліматичні періоди підтверджує виявлені тенденції. Середнє значення температури для першого кліматичного періоду становить $8,1^{\circ}\text{C}$, для другого – $9,1^{\circ}\text{C}$. Різниця середніх річних температур за два кліматичні періоди становить $1,0^{\circ}\text{C}$.

У Великому Березному роки з найменшими та найбільшими значеннями середньорічної температури повітря такі самі, як в Ужгороді. Проте показники дещо відрізняються. Мінімальні середньорічні температури у Вел. Березному становили $6,8-7,2^{\circ}\text{C}$, максимальні – $9,9-10,5^{\circ}\text{C}$.

Отже, порівнюючи отримані результати по двом пунктам спостережень, можна зробити висновок, що для передгірної місцевості (Вел. Березний) тенденція потепління є більш вираженою та стрімкішою, порівняно з

низовиною (Ужгород).

3.2. Дослідження зміни кількості опадів

Аналіз лінійного тренду для ряду річних сум опадів по метеостанції Ужгород за період 1961-2020 рр. (рис. 3.5) показує на практично повну відсутність статистично значущої лінійної тенденції в багаторічній динаміці опадів. Формально, спостерігається незначний приріст річних сум опадів приблизно на 2,75 мм за десятиліття. Але цей показник не має особливої практичної цінності для характеристики кліматичних змін.

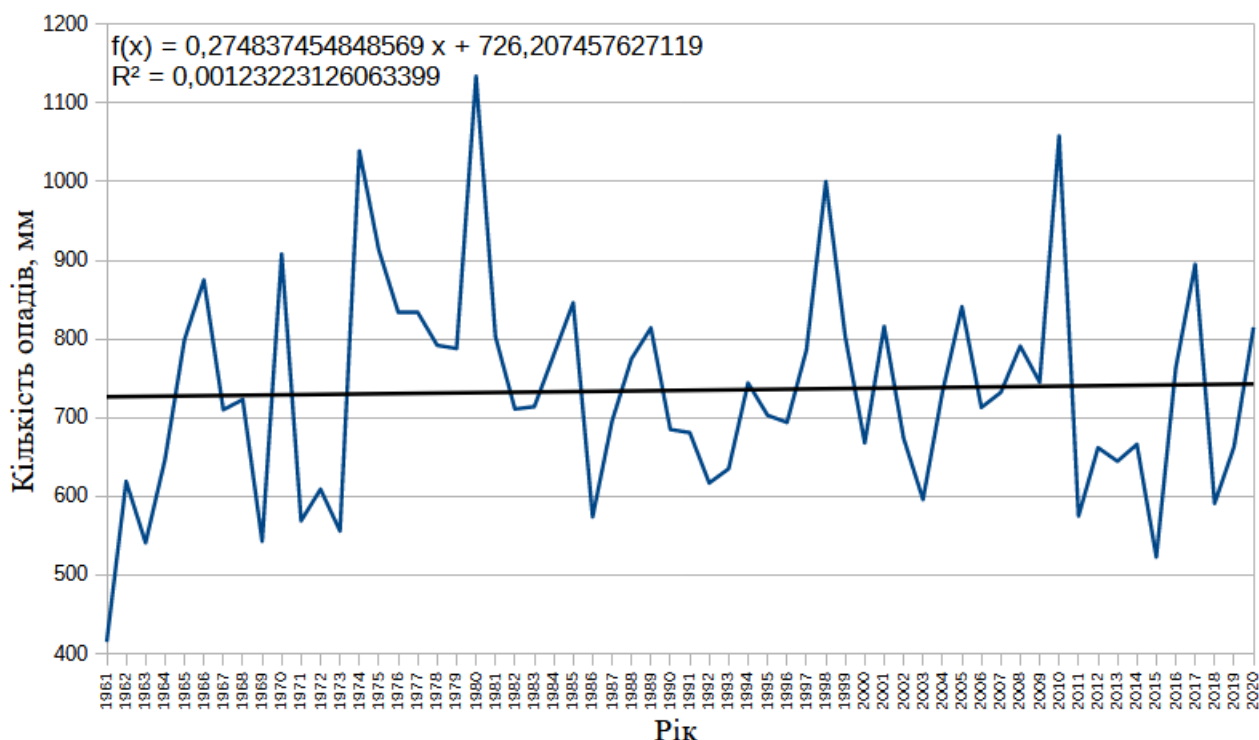


Рис. 3.5. Динаміка опадів за даними АМСЦ Ужгород за період 1961-2020 рр.

Для першого періоду характерне зростання кількості опадів (рис. 3.6). У другому кліматичному періоді лінія тренду має незначний нахил до спадання, що теоретично може свідчити про тенденцію до зменшення річних сум опадів. Проте в рівняннях тренду для обох періодів коефіцієнт детермінації є дуже

низьким, що підтверджує відсутність статистично достовірної лінійної тенденції в цих часових проміжках.

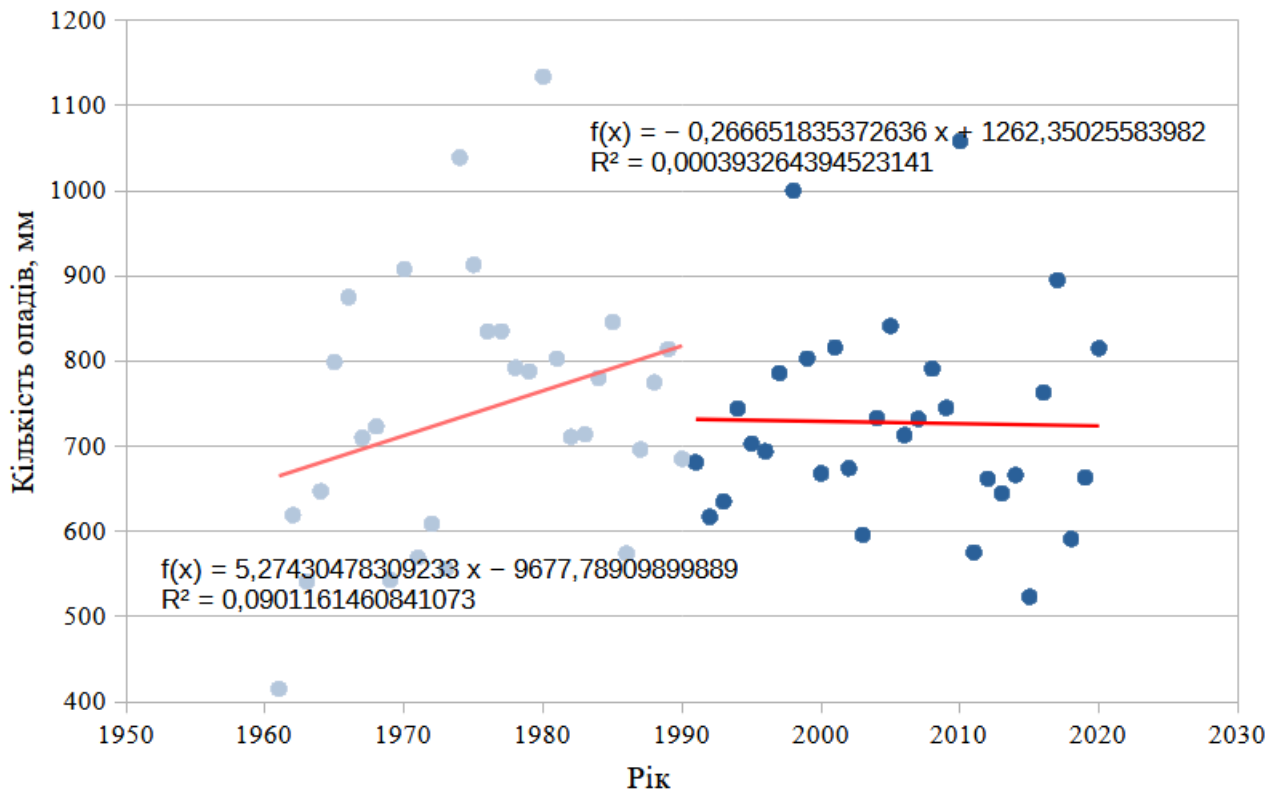


Рис. 3.6. Порівняння трендів зміни кількості опадів за даними АМСЦ Ужгород за два кліматичні періоди 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр.

Порівняння середніх значень річних сум опадів між двома періодами свідчить про незначні зміни. Для періоду 1961-1990 рр. середньорічна сума опадів становить 742 мм, для періоду 1991-2020 рр. – 728 мм. Різниця між періодами дорівнює 14 мм, що знаходиться в межах природної мінливості.

Виявлено значну магнітуду коливань річних сум опадів. Мінімальне значення зафіксовано у 1961 році – 415 мм, максимальне – у 1980 році – 1134 мм. Це показує значну міжрічну мінливість випадіння опадів.

У Великому Березному спостерігаються подібні до Ужгорода тенденції щодо річних сум опадів для всього періоду дослідження (рис. 3.7).

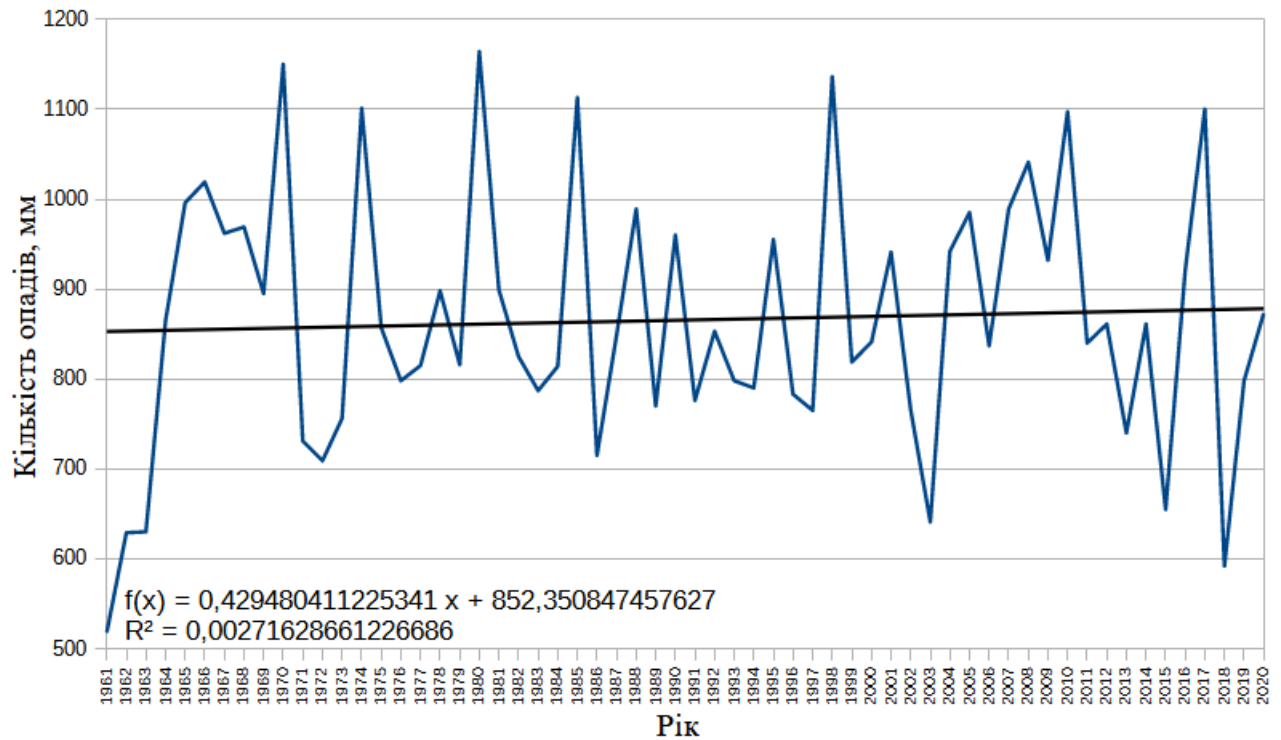


Рис. 3.7. Динаміка опадів за даними МС Великий Березний за період 1961-2020 рр.

У першому кліматичному періоді (рис. 3.8) спостерігається помітне зростання кількості опадів з часом, тоді як у другому тренд практично відсутній, про що свідчить майже горизонтальна лінія.

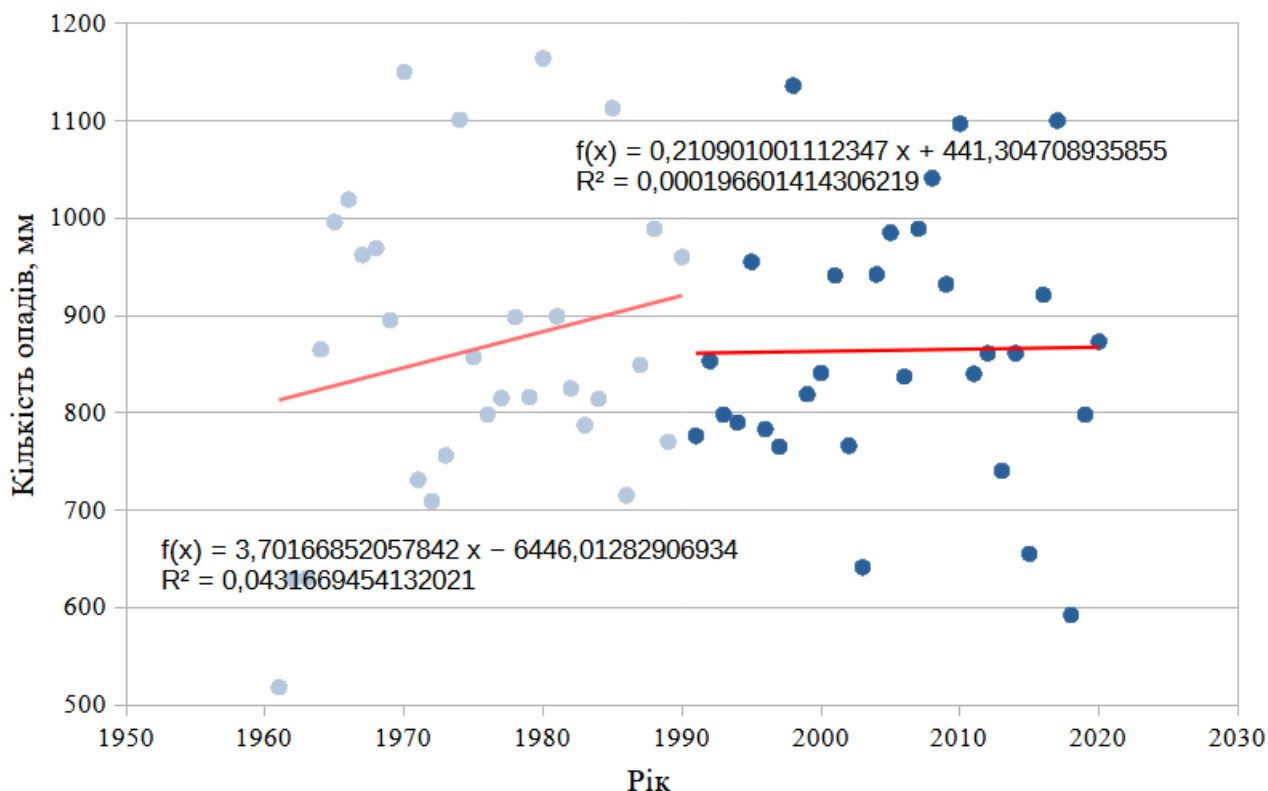


Рис. 3.8. Порівняння трендів зміни кількості опадів за даними МС Великий Березний за два кліматичні періоди 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр.

Спільною рисою для двох пунктів спостережень є річна мінливість сум опадів і роки екстремумів (максимальних і мінімальних сум опадів).

Однак середня кількість опадів та екстремальні значення у Великому Березному дещо більші, ніж в Ужгороді. Мінімальна річна сума опадів за період 1961-2020 рр. становить 518 мм (1961 р.), максимальна – 1164 мм (1980 р.). Середня річна кількість опадів за перший кліматичний період (1961-1990 рр.) становить 867 мм, за другий – 864 мм.

Виявлені відмінності зумовлені, перш за все, орографією місцевості – Великий Березний розташований в передгір'ї, що сприяє випадінню більшої кількості опадів, ніж на низовині.

Виявлена раніше тенденція зростання температури повітря при відсутності вираженого тренду зміни кількості опадів може призводити до підвищення випаровування та погіршення умов зволоження. Це може вплинути

на водність річок та спричинити більш тривалі періоди межені.

3.3. Дослідження зміни водного стоку

При аналізі середніх річних витрат води в м. Ужгород за період 1961-2020 рр. (рис. 3.9) виявлено значну міжрічну мінливість водного стоку.

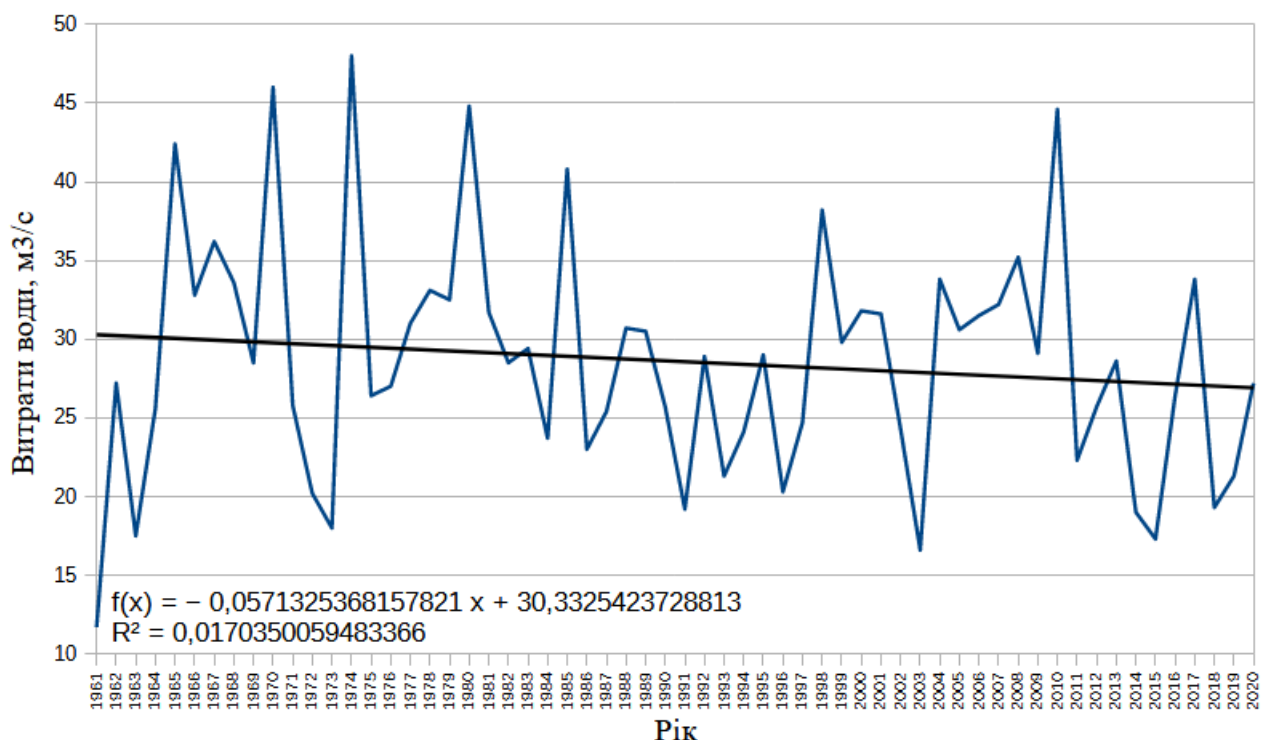


Рис. 3.9. Динаміка річкового стоку за даними ГП Ужгород за період 1961-2020 рр.

Значення витрат води коливається в діапазоні від 11,7 м³/с (1961 р.) до 48,0 м³/с (1974 р.). Піки водності спостерігались також у 1970, 1980, 2010, 1965 роках. Мала водність була в 2003, 2015, 1963, 1973 роках.

Лінія тренду має слабо виражену спадну тенденцію, що свідчить про незначну тенденцію до зменшення водності. Коефіцієнту детермінації R^2 становить 0,017. Це означає, що значення витрат води сильно коливаються з року в рік і рівняння тренду в даному випадку не відображає реальної динаміки

витрат води, а лише показує загальну тенденцію.

Для першого кліматичного періоду лінія тренду має незначний позитивний нахил (рис. 3.10), що свідчить про слабку тенденцію до збільшення водності. Значення середньорічних витрат води коливаються від 11,7 м³/с (1961 р.) до 48,0 м³/с (1974 р.).

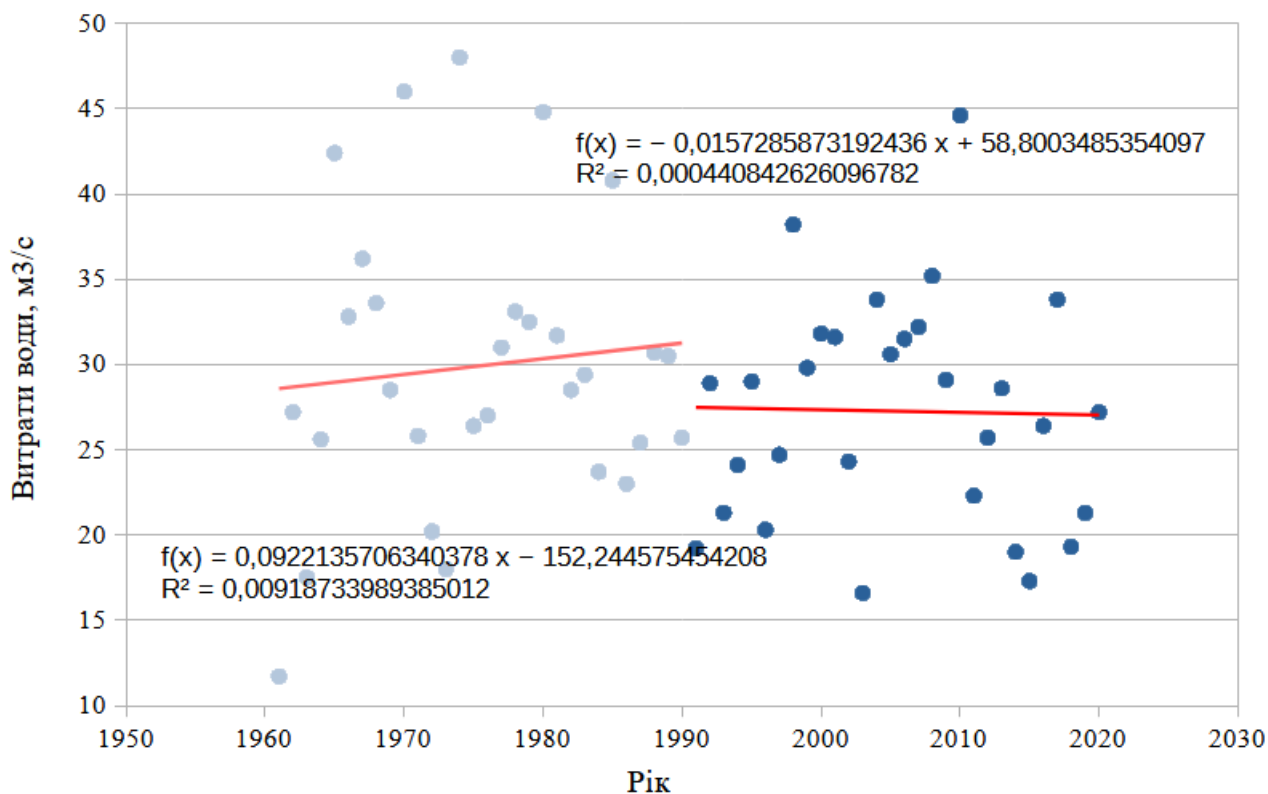


Рис. 3.10. Порівняння трендів зміни річкового стоку за даними ГП Ужгород за два кліматичні періоди періоди 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр.

Для другого кліматичного періоду лінія тренду практично горизонтальна, тобто в ці 30 років не простежується тенденція особливої зміни середньорічних витрати води. Найбільша середньорічна витрата води у даному часовому проміжку – 44,6 м³/с (2010 р.), найменша – 16,6 м³/с (2003 р.). У цьому періоді менша магнітуда між екстремальними значеннями середньорічних витрат води, ніж у попередньому.

З метою дослідження синхронності формування стоку в басейні Ужа,

проведено кореляційний аналіз середньомісячних витрат води (рис. 3.11) за даними чотирьох гідрологічних постів: р. Уж – с. Жорнава, р. Уж – с. Зарічево, р. Уж – м. Ужгород, р. Тур'я – с. Сімер.

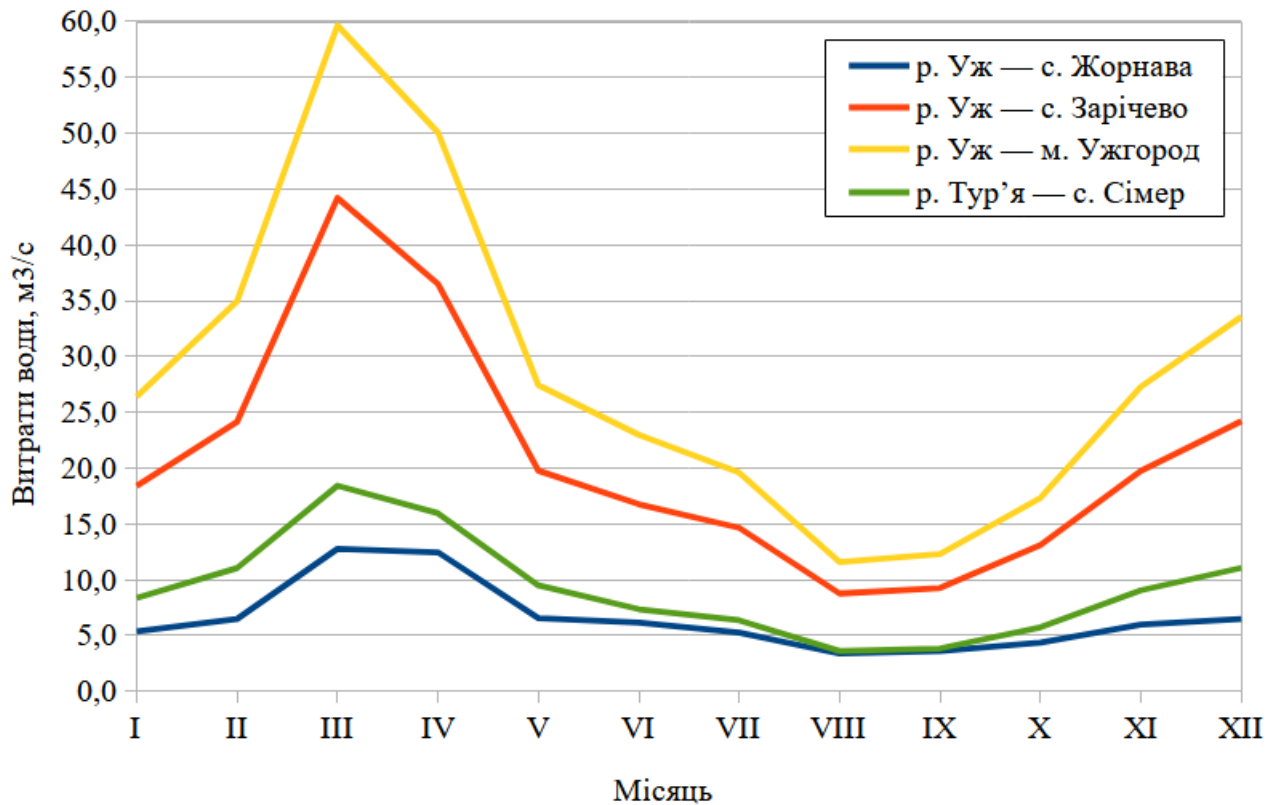


Рис. 3.11. Графік середньомісячних витрат води

Для всіх постів характерна виражена весняна повінь з максимумом стоку у березні та період літньо-осінньої межени з мінімумом витрат у серпні-вересні.

Кореляція обчислена за методом Пірсона. Результати обчислень (табл. 3.1) показують високий рівень залежності між усіма витратними постами басейну Ужа.

Таблиця 3.1

**Кореляційна матриця середніх багаторічних витрат води на постах
басейну Ужа**

Гідрологічний пост	р. Уж – с. Жорнава	р. Уж – с. Зарічево	р. Уж – м. Ужгород	р. Тур'я – с. Сімер
р. Уж – с. Жорнава	1,0000	0,9992	0,9991	0,9974
р. Уж – с. Зарічево	0,9992	1,0000	0,9999	0,9989
р. Уж – м. Ужгород	0,9991	0,9999	1,0000	0,9989
р. Тур'я – с. Сімер	0,9974	0,9989	0,9989	1,0000

Коефіцієнт кореляції Пірсона для всіх пар постів перевищує 0,99, що свідчить про майже ідеальний лінійний зв'язок у сезонній динаміці стоку. Усі кореляції статистично значущі, на що вказує $p < 0,001$.

Найтісніший зв'язок виявлено між постами Зарічево та Ужгород ($r = 0,9999$), що пояснюється гідрографічною близькістю цих пунктів спостережень. Найменше значення кореляції виявлено між постами Жорнава та Сімер ($r = 0,9974$), проте цей показник все одно високий, що говорить про максимально схожий гідрологічний режим притоки та основної річки.

3.4. Оцінка впливу кліматичних чинників (температура, опади) на водний стік

З метою оцінки впливу основних кліматичних чинників на водний стік басейну р. Уж було проведено кореляційний аналіз між середніми річними витратами води в Ужгороді та показниками середньорічних температур і сум опадів за даними за період з 1961 по 2020 рр.

Результати аналізу свідчать про наявність слабого зв'язку між витратами води та температурою повітря в Ужгороді. Коефіцієнт кореляції між цими

величинами становить $-0,29$. Це вказує на незначне зменшення витрат води при підвищенні температури, що може бути пов'язане зі зростанням випаровування в теплі періоди року. Проте вплив температури на гідрологічні процеси є незначним.

Натомість спостерігається виражена позитивна кореляція між середньорічними витратами води та річними сумами опадів. Коефіцієнт кореляції між витратами води та опадами в Ужгороді дорівнює $0,80$, а між витратами води в Ужгороді та опадами у Великому Березному – $0,85$.

Отримані значення свідчать про тісний зв'язок опадів та річкового стоку. Показовим є те, що коефіцієнт кореляції між витратами води в Ужгороді та опадами у Великому Березному є вищим, ніж з опадами безпосередньо в Ужгороді. Це пояснюється тим, що Великий Березний знаходиться у верхній частині басейну Ужа, і саме там формується основний об'єм стоку. Опади в самому Ужгороді не мають настільки сильного впливу на формування стоку через локальні фактори, зокрема, через значну урбанізованість території.

Висновки до розділу 3

1. Виявлено тенденцію до потепління. Температура повітря почала стрімко зростати в другому кліматичному періоді (1991-2020 рр.).

2. Встановлено, що в багаторічній динаміці опадів відсутня статистично значуща лінійна тенденція.

3. Виявлена раніше тенденція зростання температури повітря при відсутності вираженого тренду зміни кількості опадів може спричинити більш тривалі періоди межені.

4. При аналізі середніх річних витрат води в м. Ужгород за період 1961-2020 рр. виявлено значну міжрічну мінливість водного стоку.

5. Розраховано кореляцію багаторічних середньомісячних витрат води між чотирма гідрологічними постами, в результаті чого виявлено сильний лінійний зв'язок між ними, що вказує на максимальну схожість гідрологічного режиму по всій території басейну.

6. Проведено кореляційний аналіз між середніми річними витратами води та показниками середньорічних температур повітря і сум опадів. Результати свідчать про те, що вплив температури на річковий стік є незначним, проте опади, особливо у верхів'ї басейну, мають вирішальний вплив на формування стоку.

РОЗДІЛ 4

ДОСЛІДЖЕННЯ ОСОБЛИВОСТЕЙ ФОРМУВАННЯ ПАВОДКІВ В УМОВАХ ЗМІН КЛІМАТУ

4.1. Зміна магнітуди та сезонності максимальних річних опадів

Зміна клімату складним чином впливає на кругообіг води. Існують побоювання, що тепліший клімат може змінити режими повеней і таким чином збільшити потенційну шкоду від повеней та знизити економічну ефективність заходів щодо боротьби з повенями. МГЕЗК повідомила, що антропогенне потепління досягло приблизно на 1°C вище доіндустріального рівня у 2017 році, збільшуючись зі швидкістю 0,2°C за десятиліття [75]. Підвищене нагрівання поверхні моря та суші призводить до більшого випаровування, збільшуючи кількість водяної пари в атмосфері. Згідно з рівнянням Клаузіуса-Клапейрона, водоутримуюча здатність повітря збільшується на 7% на кожен 1 градус Цельсія [78]. Однак це не обов'язково призводить до збільшення кількості опадів, оскільки атмосферна динаміка також має значення для екстремальних дощів разом із вмістом води в атмосфері, який у середніх широтах становить в середньому лише 15 мм [77]. В останньому звіті МГЕЗК прогнозується, що екстремальні явища, пов'язані з кліматом, траплятимуться частіше у всьому світі [63].

Довгі ряди щомісячних та річних даних про опади вказують на складні тенденції, залежно від конкретного регіону світу, в якому проводяться спостереження [63]. Згідно з нещодавніми дослідженнями, що стосуються Європи, і зокрема Карпат, річні схеми опадів змінюються протягом останніх трьох десятиліть, не демонструючи суттєвих тенденцій у Центральній та Східній Європі [59, 68, 87, 99] припускають, що середньорічна кількість опадів корисна як параметр не лише для опису прямого впливу на генерацію стоку в

масштабі події, але й його непрямого впливу на довгострокову доступність вологи ґрунту та ще довгострокові процеси еволюції ландшафту, ґрунту та рослинності.

З іншого боку, дедалі більше досліджень вказує на значні тенденції до зростання екстремальних опадів у деяких частинах Європи протягом останніх десятиліть, зокрема на півночі, що призводить до великих повеней [83, 85, 100]. Збільшення кількості опадів з високими квантилями опадів спостерігається в регіональних дослідженнях [64, 69, 72], що може збільшити частоту повеней. Однак, як зазначає Бевен [56], утворення повеней та стік є дуже нелінійною системою, яка піддається впливу природної та просторово-часової мінливості метеорологічних процесів, топографії, ґрунту, рослинності, клімату, умов ґрунтових вод та системи дренажу каналів. Тому, окрім кількості опадів, необхідно враховувати й інші фактори [55, 60].

Merz та ін. [86] визначили три групи потенційних русійних сил змін режиму повеней (інженерні та гідротехнічні споруди русла річки, зміни у землекористуванні та зміни клімату). Кліматичні фактори впливають на регіональний вплив опадів [58]. Вони діють у великих просторових (синоптичних) масштабах, забезпечуючи синхронний вплив на зміну магнітуд, частот та часу річкових повеней різних річкових басейнів регіону. Винятки можуть траплятися з конвективними опадами, які можуть ще більше збільшити піковий стік паводків у невеликих водозбірних басейнах [71]. Локальні фактори, що діють на рівні водозбірного басейну (топографія, ґрунт, рослинність, мікроклімат, стан ґрунтових вод, система дренажу русел тощо), можуть суттєво змінити вплив клімату на формування повеней. Усі ці фактори демонструють дуже значні регіональні варіації, пов'язані з процесами утворення повеней.

4.1.1. Зміна магнітуди максимальних річних опадів

Для аналізу зміни максимальних річних величин опадів (магнітуди максимальної кількості опадів) було відібрано з створеної для дослідження бази даних максимальні добові за рік кількості опадів та створено два ряди для двох метеорологічних станцій довжиною 60 значень для кожної, які охоплюють період з 1961 р. по 1990 р.

Як можна бачити з рис. 4.1. значення максимальних річних величин опадів лежать в діапазоні 20-70 мм.

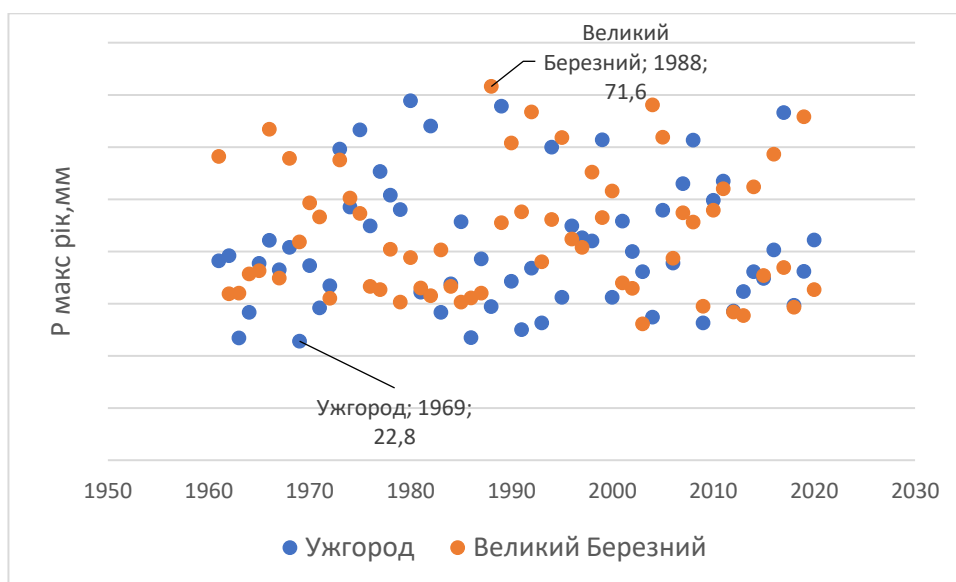


Рис. 4.1. Максимальні добові за рік величини опадів (магнітуди максимальної кількості опадів) у басейні р. Уж протягом 1961-1990 рр.

Рис. 4.1 не надає нам чітких свідчень про зміну магнітуд максимальних опадів протягом обраного періоду спостережень. Дані по обох станціях дуже схожі, статистичні параметри рядів суттєво не відрізняються (табл. 4.1).

Таблиця 4.1

**Статистичні параметри рядів максимальних річних величин опадів у
басейні р. Уж протягом 1961-1990 рр.**

Variable	Descriptive Statistics (Spreadsheet7)							
	Valid N	Mean	Median	Minimum	Maximum	Variance	Std.Dev.	Coef.Var.
Ужгород	60,0	41,2	38,4	22,8	68,9	152,9	12,4	30,0
Великий Березний	60,0	43,4	40,6	26,1	71,6	147,7	12,2	28,0

Щоб перевірити гіпотезу про можливе збільшення магнітуди максимальних опадів у зв'язку зі зміною клімату, що вже було підтверджено на прикладі різних регіонів рядом вчених [64, 69, 72, 83, 85, 100] можна скористатися параметричними критеріями для порівняння статистичних параметрів рядів опадів за два порівняльні періоди, можна порівняти гістограми розподілів теж за два періоди, а можна розрахувати методом найменших квадратів лінійні тренди для кожного з досліджуваних рядів за весь період спостережень (1961-2020 рр.), та додатково для кожного з двох порівняльних періодів – кліматичних періодів: 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр.

Скористаємось методом дослідження трендів, методика проведення якого описана в розділі 2.5.

На рис. 4.2 представлені результати аналізу трендів зміни магнітуд максимальних опадів на МС Ужгород. В обох кліматичних періодах спостерігається позитивний тренд. Це означає, що магнітуда екстремальних опадів у цій частині басейну річки зростає. Однак у першому кліматичному періоді темп зростання був більшим, а тренд мав більшу крутизну і характеризувався вищим коефіцієнтом регресії – 0,329. У другому кліматичному періоді темп зростання магнітуди максимальних опадів уповільнився, лінія тренду зменшила крутизну, а коефіцієнт регресії зменшився майже в чотири рази у порівнянні до попереднього періоду – 0,092.

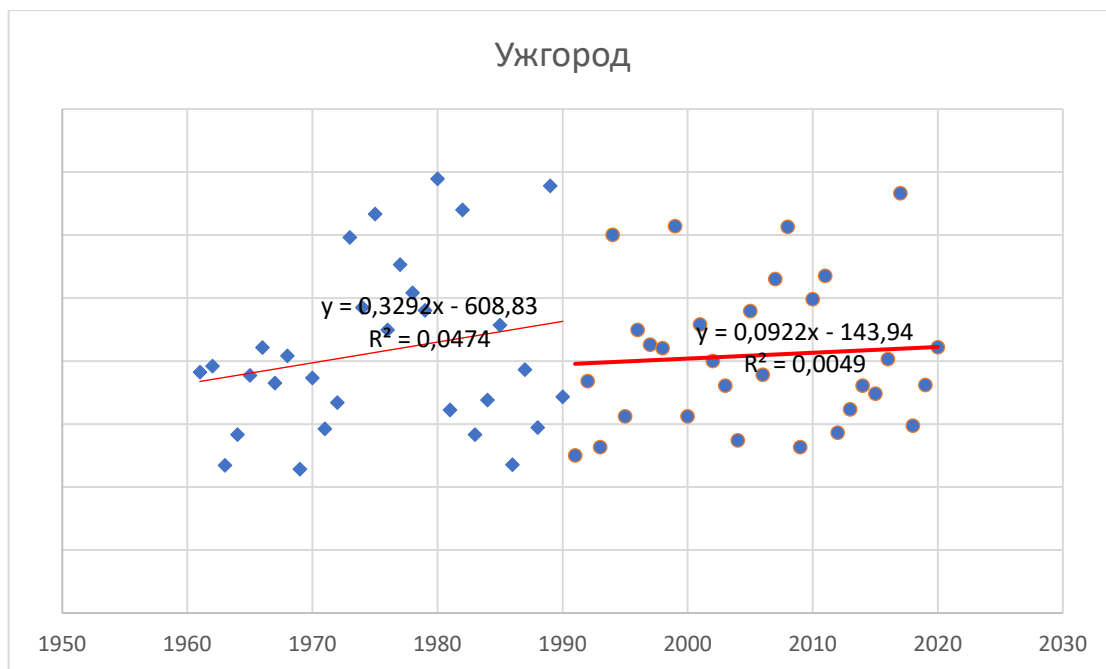


Рис. 4.2. Порівняння трендів зміни магнітуд максимальних опадів на МС Ужгород за два кліматичні періоди 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр.

Аналогічне порівняння трендів магнітуд за даними спостережень на МС Великий Березний представлено на рис. 4.3.

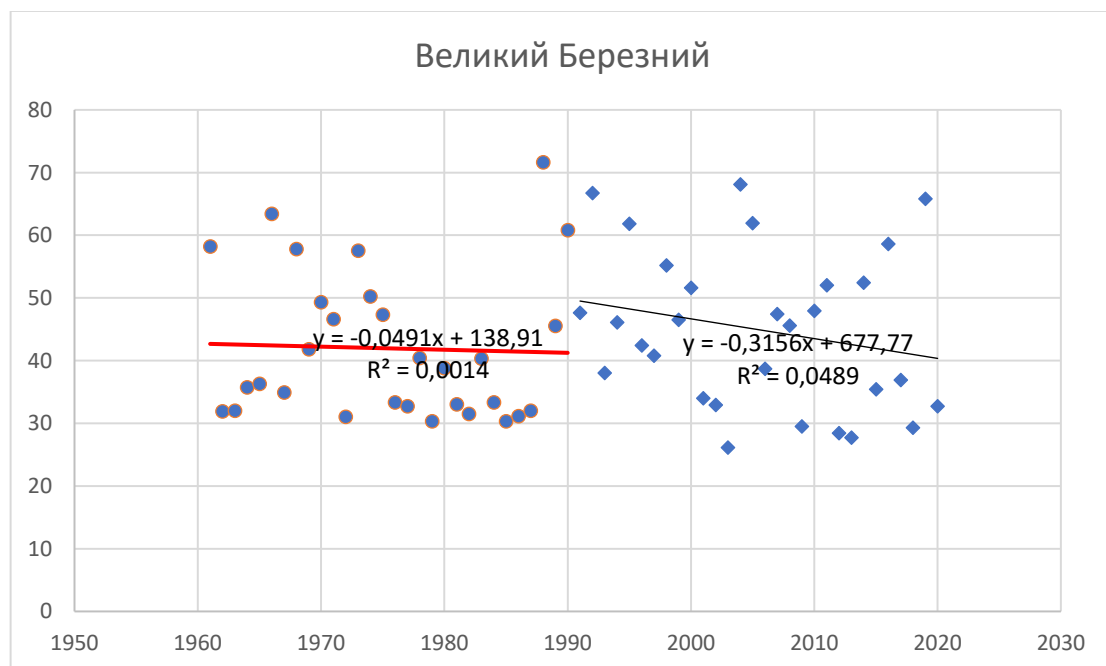


Рис. 4.3. Порівняння трендів зміни магнітуд максимальних опадів на МС Великий Березний за два кліматичні періоди 1961-1990 рр. та 1991-2020 рр.

Тут маємо цілком протилежну картину. В обох періодах спостерігаються негативні тренди, які свідчать про зменшення магнітуд максимальних опадів. Причому у другому кліматичному періоді динаміка до зменшення збільшилася. Якщо у першому періоді вона була статистично не значима, коефіцієнт регресії становив всього 0,049, то у другому періоді динаміка зниження магнітуди максимальних опадів збільшилася і досягла величини коефіцієнта регресії – 0,316. Тобто зросла у 8 разів. Чим це спричинено, відповісти однозначно складно. Для цього потрібні додаткові дослідження.

Одним з них може бути порівняльний аналіз структури максимальних опадів за обидва періоди по обох метеорологічних станціях. Такий аналіз може виявити зміни певних градацій екстремальних опадів та пояснити такий характер формування динаміки магнітуд.

На рис. 4.4 представлено суміщені гістограми розподілу різних квантилів екстремальних опадів у 1961-1990 та 1991-2020 рр. по МС Ужгород.

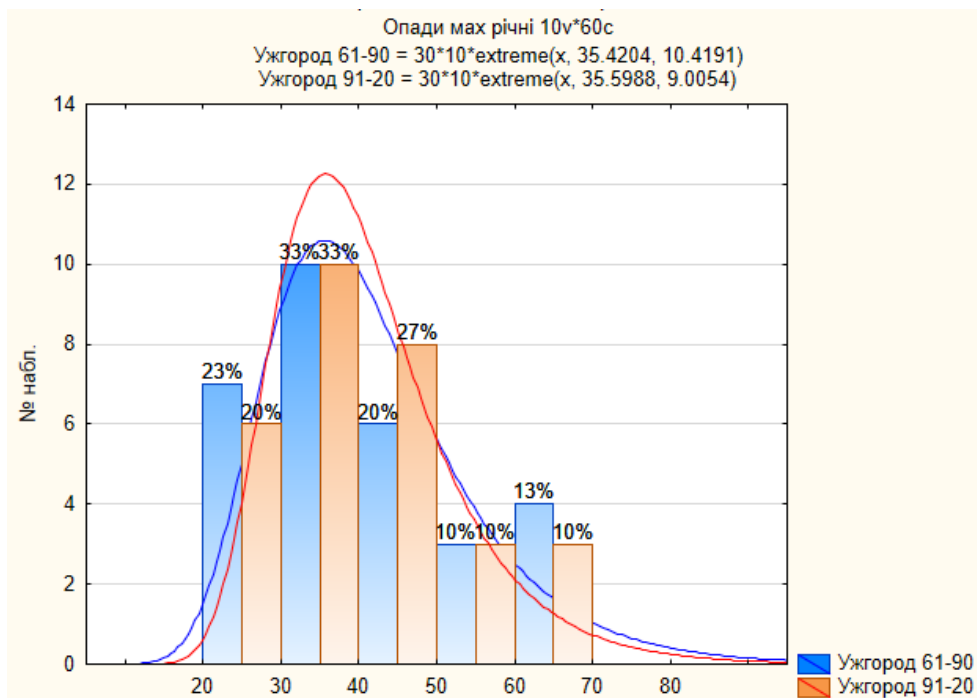


Рис. 4.4. Суміщені гістограми розподілу екстремальних опадів у 1961-1990 та 1991-2020 рр. по МС Ужгород

Аналіз цих гістограм показує, що найбільша повторюваність щорічних екстремумів опадів в обох періодах спостерігається у діапазоні 30-40 мм – це по 33% за кожний перод. Помітне збільшення (на 7%) у другому періоді кількості опадів у градації 40-50 мм. Діапазон 50-60 мм – без змін, а у діапазоні 60-70 мм спостерігається зменшення кількості випадків на 3%.

На рис. 4.5. представлено суміщені гістограми розподілу різних квантилей екстремальних опадів у 1961-1990 та 1991-2020 рр. по МС Великий Березний.

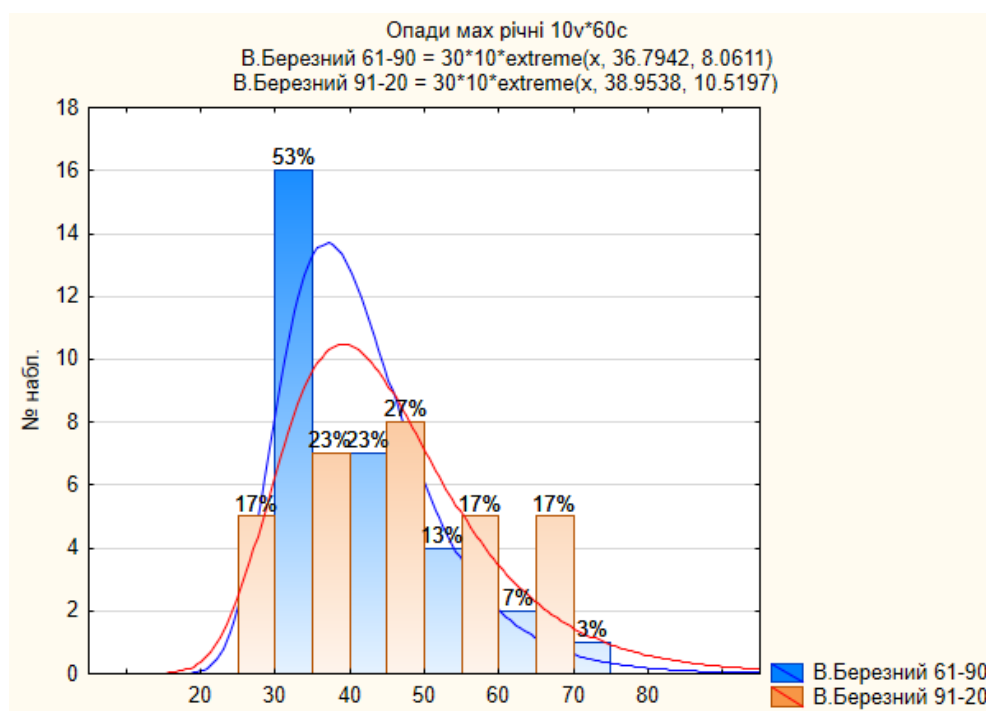


Рис. 4.5. Суміщені гістограми розподілу екстремальних опадів у 1961-1990 та 1991-2020 рр. по МС Великий Березний

По МС Великий Березний у другому кліматичному періоді відбулися суттєві зміни у структурі розподілу екстремальних величин опадів. З'явилася градація від 20 до 30 мм (17%) та різко зменшилася кількість екстремальних значень опадів у другій градації – з 53% до 23% та зникла градація понад 70 мм.

Очевидно цей структурний перерозподіл екстремальних опадів (головним чином зменшення опадів найбільшої частоти повторюваності (30-40 мм) та відсутність жодного випадку з найбільш екстремальною кількістю понад 70 мм)

в другому періоді і призвів до формування негативних трендів магнітуди максимальних опадів у гірській частині басейну річки Уж.

В той же час на 4% зросла кількість опадів градації 60-70 мм та на 10% у градації 70-80 мм (рис. 4.5). Тобто дані спостережень на МС Великий Березний чітко підтверджують висновки інших дослідників у різних регіонах [64, 69, 72, 83, 85, 100] про зростання магнітуди максимальних опадів у зв'язку зі зміною клімату.

4.1.2. Зміна сезонності екстремальних опадів у басейні річки Уж

Для дослідження зміни сезонності екстремальних опадів у басейні річки використано метод kernel density estimation (оцінка щільності ядра) [54, 81], короткий опис якого розміщено у розділі 2.5.

На рис. 4.6 представлено порівняння розподілу днів настання максимальних річних добових опадів (розподіл ядер щільності) у першому і другому кліматичних періодах. Вертикальна шкала показує значення щільності розподілу (kernel density), горизонтальна – поточний номер дня року (від 1 до 365).

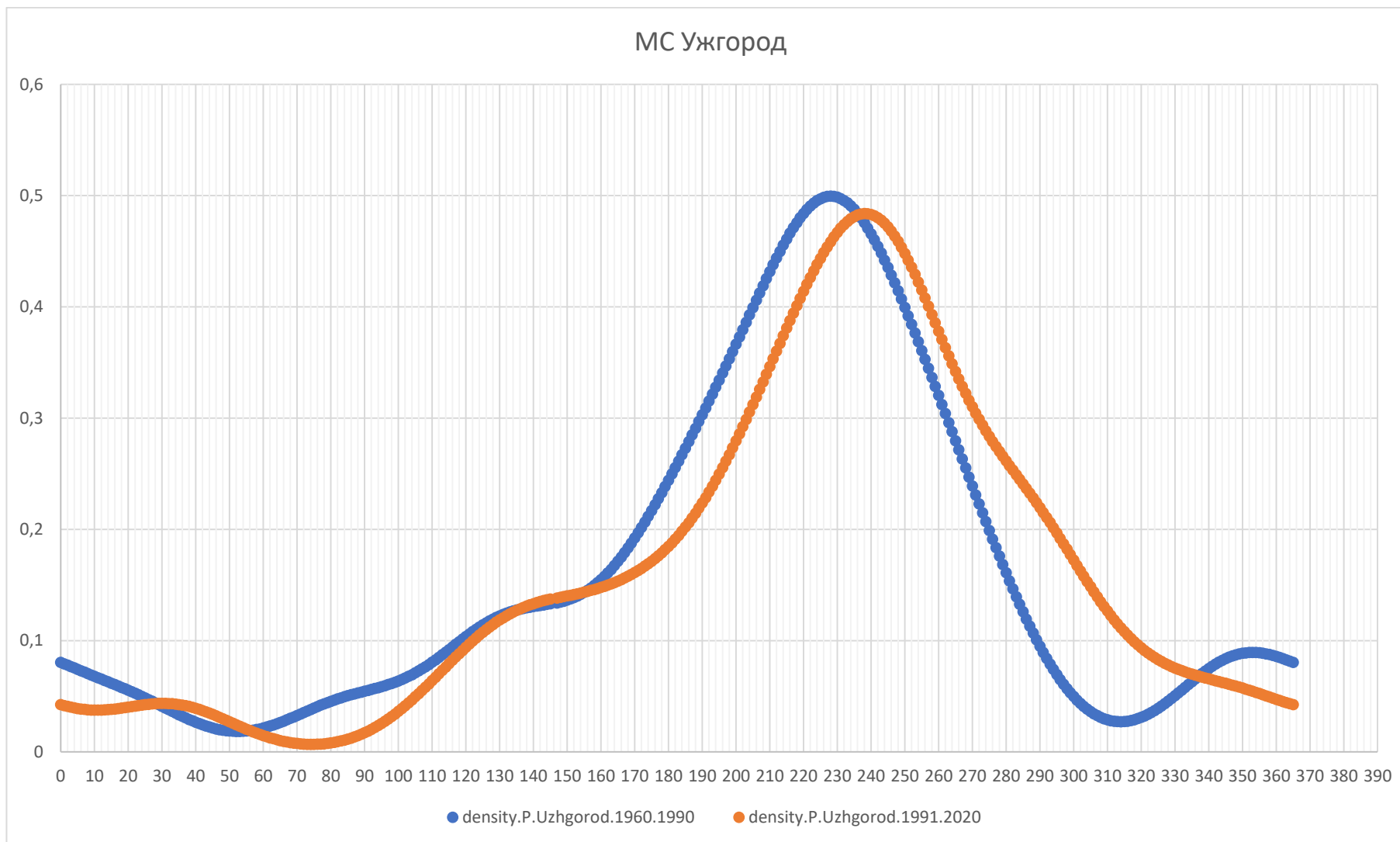


Рис. 4.6. Зміна сезонності прояву екстремальних опадів на МС Ужгород у 1991-2020 рр. у порівнянні з 1961-1990 рр.

Як видно з цього рисунку максимальна повторюваність днів з максимальними опадами у році в першому періоді спостерігається на 229 день року (17 серпня), а в другому періоді - на 240 день року (28 серпня). У першому кліматичному періоді з 170 по 275 день року за даними МС Ужгород найбільша ймовірність випадіння максимальних опадів у нижній частині басейна річки Уж. Щільність розподілу в цей період знаходиться в діапазоні 0,2 – 0,5.

У другому кліматичному періоді такий самий діапазон щільності спостерігається дещо пізніше – з 185 по 295 день року. Отримані порівняльні дані свідчать про зміну сезонності у випадінні найбільшої кількості опадів у нижній частині басейну річки, що може бути одним із основних чинників формування катастрофічних опадів.

Аналогічні розрахунки виконані для ряду максимальних у році добових опадів для МС Великий Березний. Порівняльні гістограми розподілу ядер щільності випадків наведені на рис. 4.7.

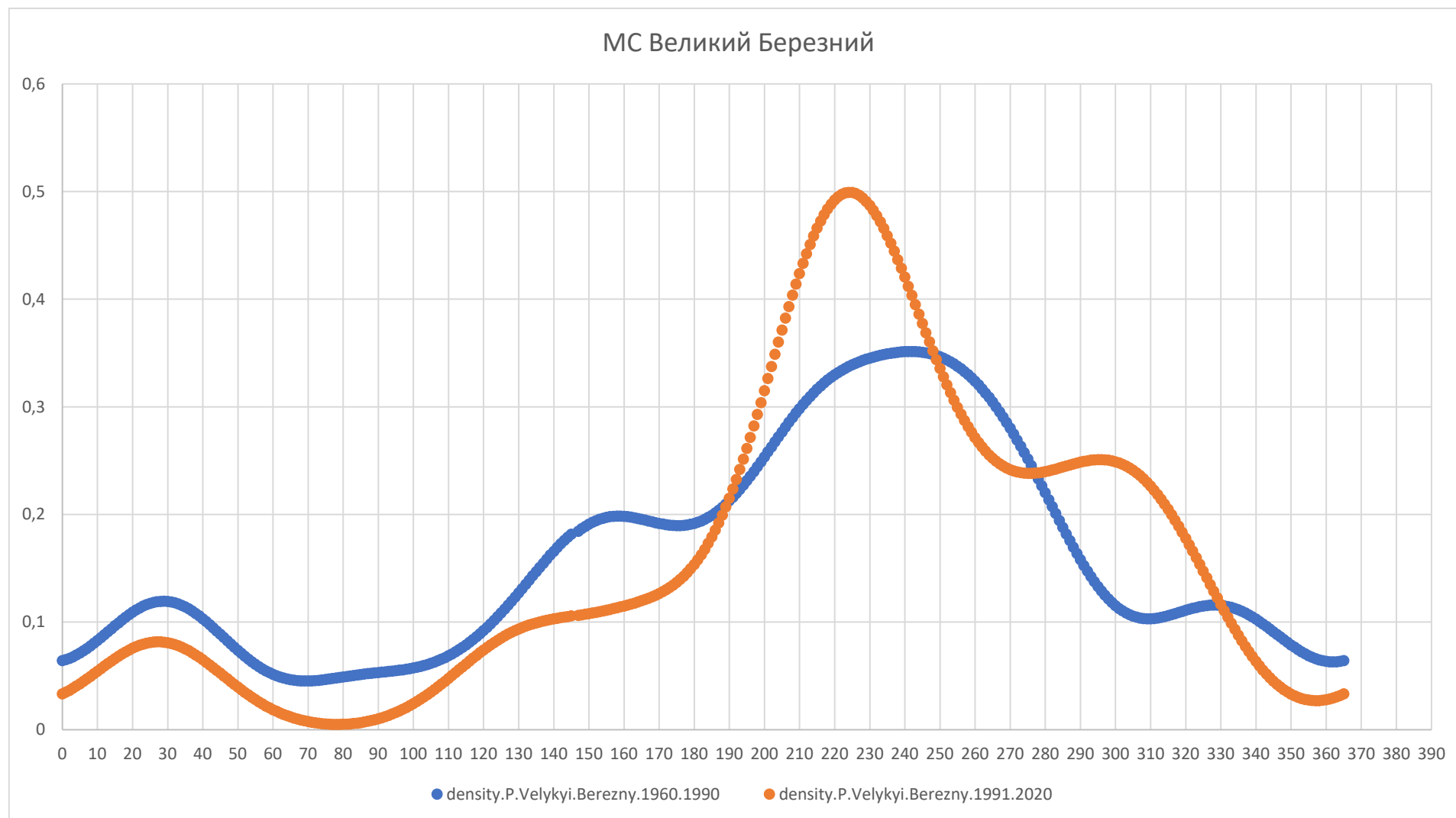


Рис. 4.7. Зміна сезонності прояву екстремальних опадів на МС Вел. Березний у 1991-2020 рр. у порівнянні з 1961-1990 рр.

Максимальна повторюваність максимальних добових опадів у році в перший кліматичний період випадає на 240 день року, а в другому періоді вона настає на 15 днів раніше, на 225 день року. Причину цього явища можна встановити на основі дослідження зміни циркуляційних процесів у атмосфері, які постійно змінюються під впливом глобальних та регіональних процесів зміни клімату. Але для наших досліджень важливо знати, що сезонність випадіння максимальної кількості опадів у гірській частині басейну Ужа змінилася саме таким чином. Ще один важливий момент у зміні сезонності – це зростання повторюваності високих значень опадів з 280 (7 жовтня) по 329 (25 листопада) календарний день у другому періоді. Це свідчить про те, що екстремальні паводки можуть формуватися за рахунок сильних опадів не тільки в літні місяці, а ще й в осінні. Отримана інформація про зміну сезонності опадів в обох кліматичних періодах може бути важливою для пояснення умов формування катастрофічних паводків на р. Уж, викликаних опадами, як одним із основних чинників формування паводків.

4.2. Зміна магнітуди та сезонності максимальних річних витрат води

4.2.1. Зміна магнітуди максимальних річних витрат води

В англійській літературі максимальні річні витрати води зазвичай позначаються терміном «annual maximum discharges» – річна максимальна витрата, а у випадках, якщо ця величина використовується для характеристики паводка, то мова може йти про «magnitude of flood» – магнітуду паводку. Тому в даній роботі будуть використовуватись обидва терміни, як синоніми, для позначення величин витрат води.

Для дослідження зміни магнітуди максимальних річних витрат води (магнітуди паводків) протягом 60 річного періоду спостережень (1961-1990 рр.)

нами було створено вибірку максимальних річних витрат води з даних спостережень за щоденними витратами води р. Уж в створі м. Ужгород.

Завданням даного розділу є встановлення зміни клімату на формування магнітуди паводків на р.Уж. Зазвичай на початковій стадії досліджень використовується простий порівняльний аналіз цих даних, розділених на дві 30 річки, або на два повноцінні кліматичні періоди.

Результати статистичного аналізу цих даних наведено у табл. 4.2.

Таблиця 4.2

Статистичний аналіз максимальних річних витрат води р. Уж в створі м. Ужгород

Variable	Descriptive Statistics (Spreadsheet7)					
	Valid N	Mean	Minimum	Maximum	Std. Dev.	Coef. Var.
Q yearly max 1961-2020, m ³ /s	60,0	591,8	145,0	1660,0	318,6	53,8
Q yearly max 1961-1990, m ³ /s	30,0	706,8	146,0	1660,0	339,6	48,0
Q yearly max 1991-2020, m ³ /s	30,0	476,8	145,0	1280,0	252,7	53,0

Також виконана візуалізація цих даних у вигляді графіків (рис. 4.8).

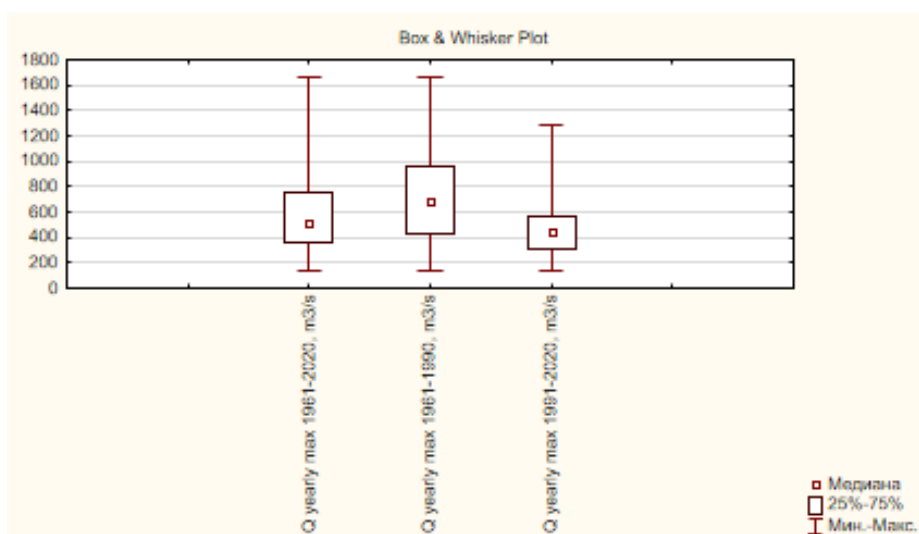


Рис. 4.8. Графічна візуалізація статистичних параметрів рядів максимальних річних витрат

Отримані результати свідчать (табл. 4.2 та рис. 4.8), що у другому кліматичному періоді середнє значення максимальних річних витрат суттєво зменшилося – з 706 м³/с у першому кліматичному періоді до 476 м³/с у другому кліматичному періоді. Мінімальні значення максимальних річних витрат не зменшилися, а от максимальні їх значення помітно знизилися – від 1660 до 1280 м³/с.

Традиційний метод для дослідження напрямку та інтенсивності зміни фізичних величин у часі є регресійний аналіз [41], який дозволяє розрахувати рівняння лінійної регресії та візуалізувати його. Регресійний аналіз максимальних річних витрат річки Уж за 60-річний період (рис. 4.9) встановив наявність негативного тренду в розвитку процесів формування паводків на річці Уж протягом цього періоду. Цей висновок не суперечить результатам попереднього статистичного аналізу, а лише підтверджує його. Загальний висновок можна зробити про те, що магнітуда паводків продовжує зменшуватися.

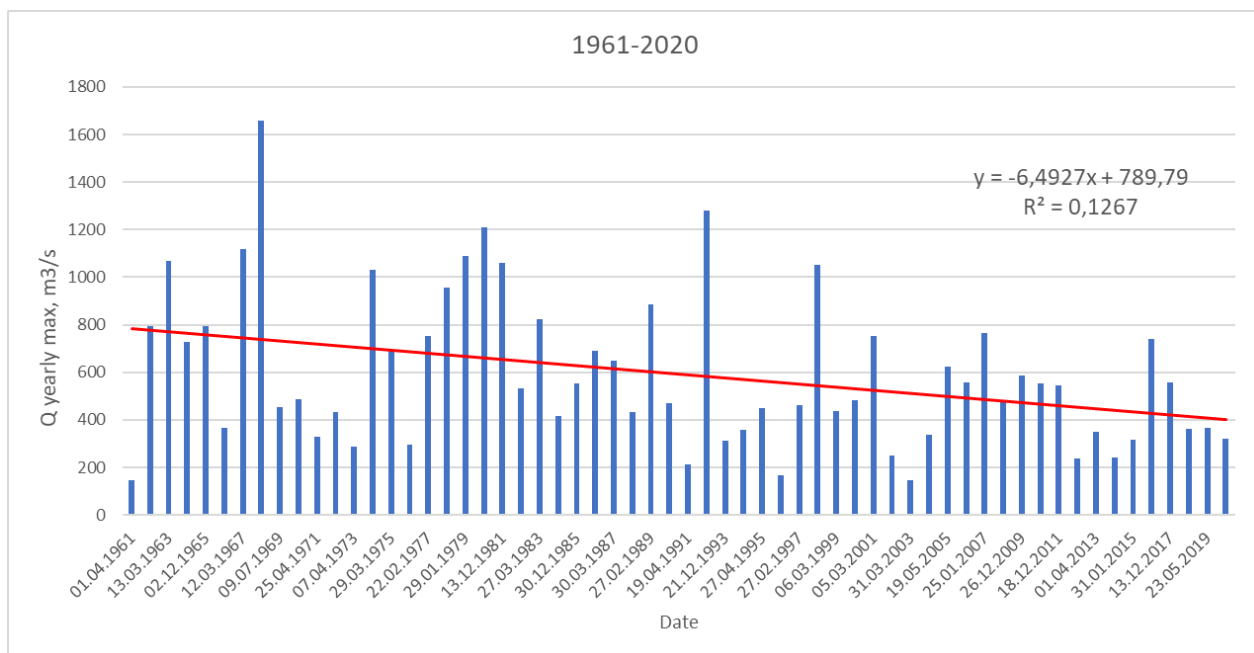


Рис. 4.9. Регресійний аналіз часової зміни магнітуди паводків на р. Уж (1961-2020 рр.)

Більше інформації про зміни, які відбулися під впливом зміни клімату з магнітудою паводків, може дати порівняльний частотний аналіз вибірок за обидва рівноцінні кліматичні періоди. Комбіновані гістограми цих рядів представлені на рис. 4.10.



Рис. 4.10. Гістограми статистичного розподілу різних фракцій максимальних витрат води у різних періодах спостережень

Дані гістограми свідчать про значне зменшення у другому періоді повторюваності максимальних витрат у діапазоні вище $750 \text{ м}^3/\text{с}$. У порівнянні з першим періодом зменшення відбулося у 2-2,5 рази. У діапазоні понад $1500 \text{ м}^3/\text{с}$ у другому періоді взагалі не було жодного випадку фіксації таких витрат.

В той же час у другому кліматичному періоді чітко виражене збільшення максимальних річних витрат у діапазоні $150\text{-}600 \text{ м}^3/\text{с}$. Це не випадкові зміни, вони є наслідком кліматичних змін у регіоні, пояснення впливу яких можна знайти в комплексному аналізі процесів формування водного стоку річки.

4.2.2. Зміна сезонності прояву максимальних річних витрат води

Для дослідження зміни сезонності прояву максимальних річних витрат води у басейні річки використано метод kernel density estimation (оцінка щільності ядра) [54, 81], короткий опис якого розміщено у розділі 2.5.

Проведені розрахунки з використанням функції R «density» з пакету «circular» програмного середовища R дозволили візуалізувати розподіл щільності днів з найвищими витратами води. Детальний аналіз графіків розподілу (рис. 4.11) дозволяє встановити найбільш імовірну картину типових схем проходження паводків у двох послідовних кліматичних періодах та порівняти їх, щоб виявити зміни, які очевидно, в значній мірі пов'язані зі зміною впливу кліматичних чинників.

Обидва графіки вказують на наявність в кожному з двох часових періодів двох значних піків паводків. У 1961-1990 рр. перша потужна паводкова хвиля формувалася між 16 та 150 днем року, а у 1991-2020 рр. – з 16 по 187 день року. У першому періоді пік паводку припав на 79 день з величиною щільності функції розподілу 0,42, а в другому – на 83 день з щільністю 0,32. Тобто відбулося зміщення піку паводку на 4 дні, але щільність функції знизилась, що можливо, пов'язано з деяким перерозподілом опадів протягом зимово-весняного періоду та прискоренням сніготанення, або більш частими відлигами у другому періоді, що і стало причиною зменшення щільності розподілу функції на піку паводка.

Друга потужна хвиля паводків спостерігається на обох графіках в осінне-зимовий період: в першому випадку – з 297 по 115 день календарного року, в другому випадку – з 254 по 15 день календарного року. Зміщення початку цього періоду на 43 дні на більш ранню дату у другому періоді очевидно спричинене особливостями перерозподілу опадів протягом календарного року [95]. Відповісти на це питання допоможе порівняння графіків розподілу щільності днів з максимальними опадами та максимальними витратами. Гіпотеза про

можливий перерозподіл опадів протягом року в 1991-2020 рр. підтверджується відсутністю у цьому кліматичному періоді чітко вираженої хвилі літнього паводку, який у попередньому кліматичному періоді спостерігався з 160 по 232 календарний день.

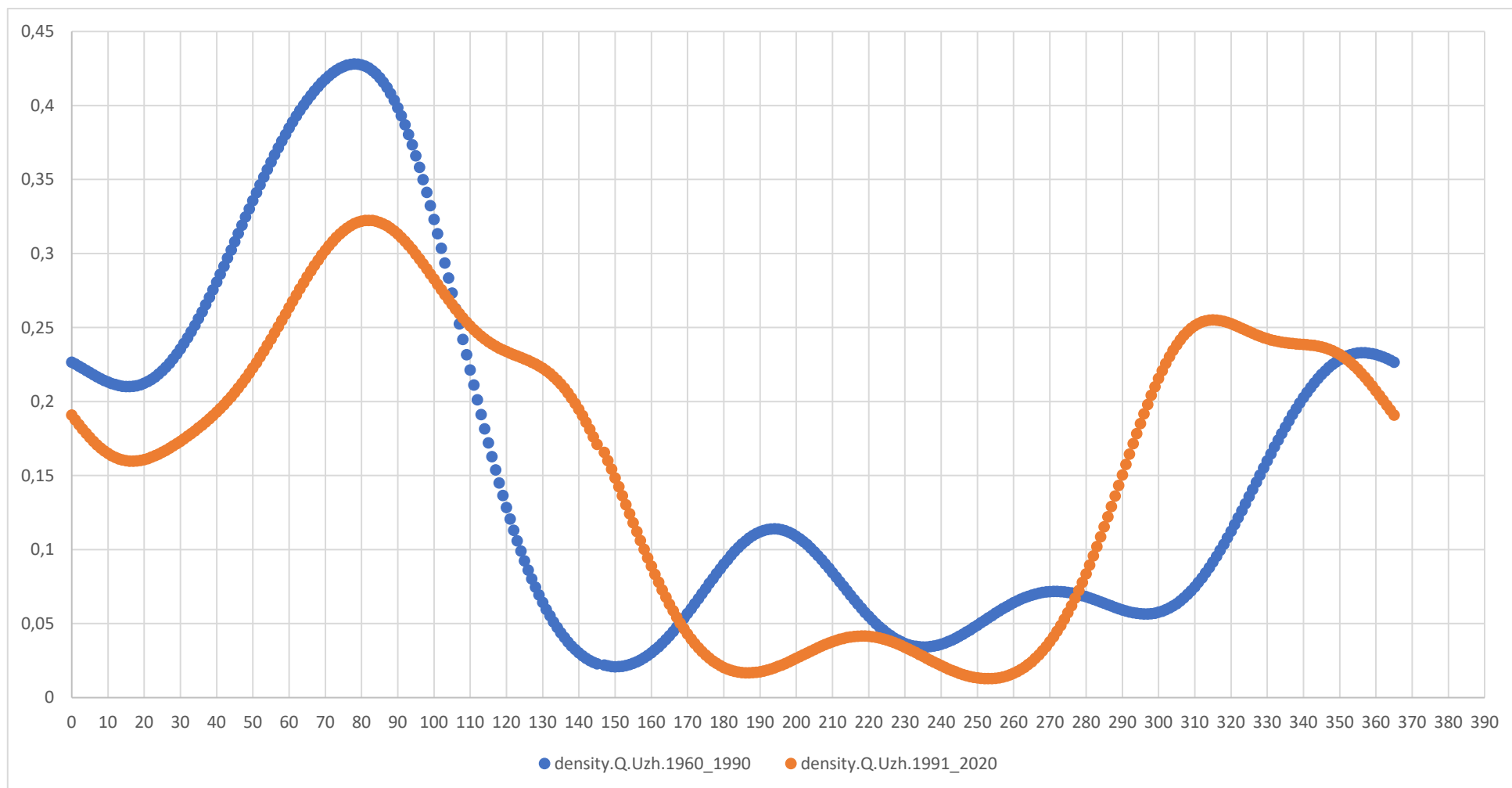


Рис. 4.11. Зміна сезонності паводків на р. Уж в створі м. Ужгород у 1991-2020 рр. у порівнянні з 1961-1990 рр.

4.3. Оцінка впливу зміни магнітуди та сезонності опадів на магнітуду та сезонність паводків

Аналіз кореляційних матриць (табл. 4.3, 4.4.) свідчить про наявність зв'язків між досліджуваними параметрами в обох періодах, що підтверджується значеннями коефіцієнтів кореляції, які є значущими при $p < 0,05000$.

Таблиця 4.3

Кореляційна матриця дат настання максимальних витрат води та максимальних опадів за період 1961-1990 рр.

Variable	Correlations (Q_P all periods for correlation) Marked correlations are significant at $p < 0,05000$ N=365 (Casewise deletion of missing data)				
	Means	Std.Dev.	Q Ush 1961-1990	P Ushgorod 1961-1990	P Vel Bereznyi 1961-1990
Q Ush 1961-1990	0,159340	0,122192	1,000000	-0,581442	-0,728991
P Ushgorod 1961-1990	0,158940	0,146768	-0,581442	1,000000	0,931413
P Vel Bereznyi 1961-1990	0,158895	0,097007	-0,728991	0,931413	1,000000

Таблиця 4.4

Кореляційна матриця дат настання максимальних витрат води та максимальних опадів за період 1991-2020 рр.

Variable	Correlations (Q_P all periods for correlation) Marked correlations are significant at $p < 0,05000$ N=365 (Casewise deletion of missing data)				
	Means	Std.Dev.	Q Ush 1991-2020	P Ushgorod 1991-2020	P Vel Berznyi 1991-2020
Q Ush 1991-2020	0,159242	0,099986	1,000000	-0,835822	-0,750007
P Ushgorod 1991-2020	0,158836	0,141817	-0,835822	1,000000	0,941833
P Vel Berznyi 1991-2020	0,158810	0,138859	-0,750007	0,941833	1,000000

Між датами максимальних витрат води та максимальних опадів спостерігається стійка негативна кореляція, що свідчить про часову розбіжність між періодами найбільших опадів та паводків.

У період 1991-2020 рр. відмічається суттєве посилення негативної кореляції між витратами води та опадами в Ужгороді (з -0,581 до -0,836), що вказує на зростання асинхронності між настанням максимумів опадів та витрат. Ці зміни могли бути спричинені зростанням впливу інших факторів на формування максимального стоку.

Кореляція між датами максимальних опадів на метеостанціях Ужгород і Великий Березний є високою в обох періодах. Це говорить про просторову однорідність режиму випадіння опадів у басейні р. Уж.

На рисунках 4.12 та 4.13 чітко видно часовий розрив між піками максимальних опадів та витрат води, що підтверджує виявлені негативні кореляційні зв'язки.

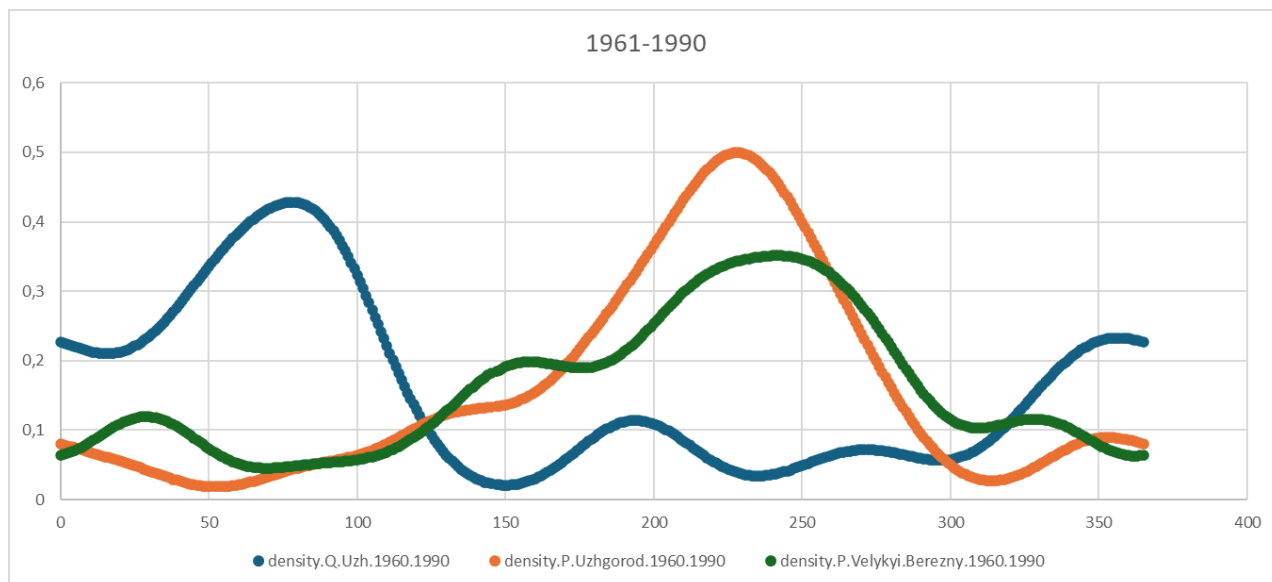


Рис. 4.12. Графік розподілу щільності найбільш імовірних дат настання максимумів витрат води та опадів за періоди 1961-1990 рр.

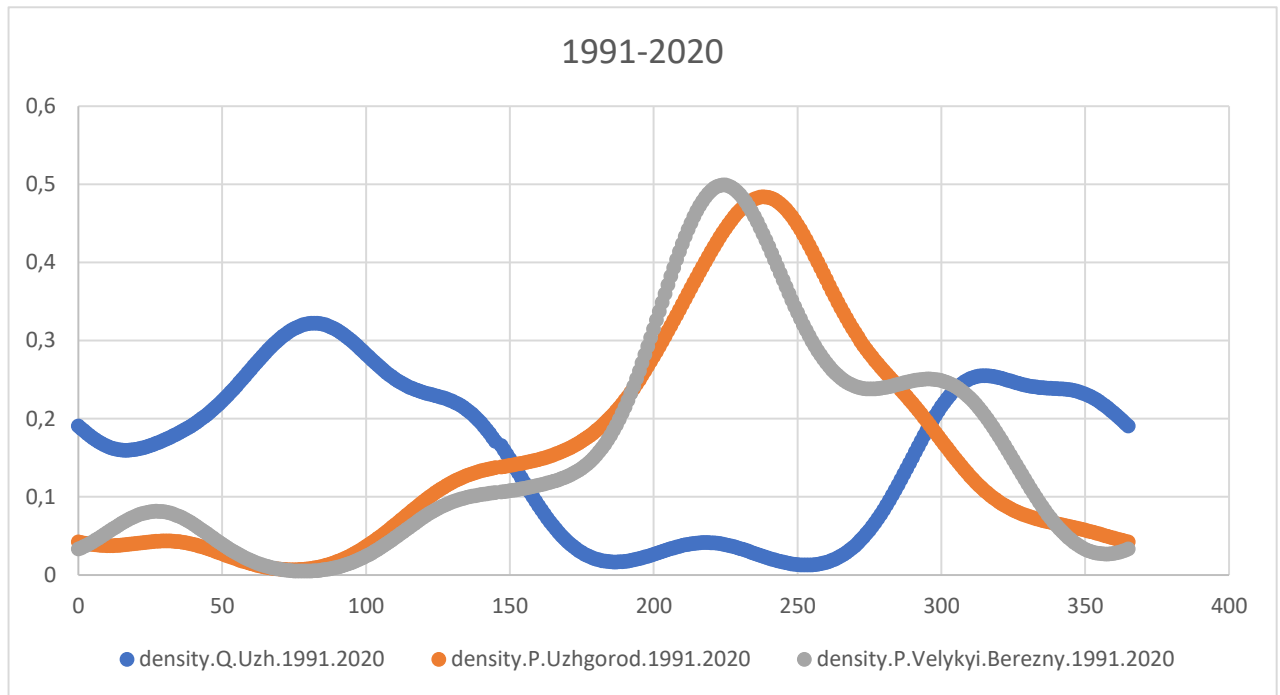


Рис. 4.13. Графік розподілу щільності найбільш імовірних дат настання максимумів витрат води та опадів за періоди 1991-2020 рр.

Розбіжність між періодами настання максимальних витрат води та максимальних опадів може бути пояснена рядом причин [96], характерних для басейну р. Уж.

Одним з факторів є вплив попередньої водності та ступеня зволоження території басейну. Максимальні опади, що випадають у серпні-вересні, не формують максимальні витрати води через попередній посушливий період. За таких умов більша частина опадів поглинається ґрунтом, що зменшує їх стокоформуючу дію.

Натомість у листопаді-грудні водність річок найчастіше є підвищеною, що зумовлює високу чутливість гідрологічної системи до опадів. За таких умов навіть помірні опади можуть призвести до формування максимальних річних витрат води. Це відбувається через зменшення інфільтраційної здатності попередньо насичених вологою ґрунтів та швидкий поверхневий стік.

Слід враховувати й комплексну дію опадів та талих снігових вод у період весняного водопілля. Максимальні річні витрати води, що спостерігаються переважно в березні, формуються внаслідок комбінованої дії помірних опадів

та інтенсивного сніготанення. Таким чином, навіть при відсутності максимальних опадів у цей період, за рахунок танення снігового покриву, може утворити максимальний стік.

Просторова неоднорідність випадіння дощів також може впливати на розбіжності в періодах максимальних опадів та максимального стоку. Максимальні річні опади, зафіксовані на метеорологічних постах у нижній частині басейну можуть не призвести до формування максимальних витрат води, якщо в цей час у верхів'ї басейну опади були незначні або зовсім відсутні.

Висловлені гіпотези потребують більш детального вивчення, тому вони будуть перевірені у подальших дослідженнях.

4.4. Аналіз частоти паводків з використанням POT-методу: аналіз нестационарних екстремальних значень

4.4.1. Встановлення порогового значення

Основна складність моделювання за допомогою POT-методу полягає у встановленні відповідного порогового значення. Якщо він занадто великий, то буде занадто мало значень для правильного моделювання хвоста розподілу, оскільки дисперсія, ймовірно, буде великою через те, що залишаться лише дуже екстремальні спостереження. З іншого боку, низький поріг буде включати занадто багато значень, що призведе до високого зміщення. Таким чином, важливо знайти правильний баланс при встановленні порогу, щоб знайти відповідний баланс між дисперсією та зміщенням моделі [90].

Одним із способів встановлення порогу є використання емпіричного правила для відбору k найбільших спостережень та моделювань. Зазвичай використовується 90-й перцентиль. Ми скористалися цим методом. Результати розрахунку порогового значення POT наведено в таблиці 4.5.

Таблиця 4.5

Статистичні параметри ряду спостережень за щоденними витратами води р. Уж у створі м.Ужгород (N=21915 значень) для визначення порогового значення

Variable	Descriptive Statistics (Q daily _Ush Ushgorod 1961-2020)											
Q daily, m ³ /s	Valid N	Mean	Median	Minimum	Maximum	Percentile 10%	Percentile 90%	Variance	Std.Dev.	Coef. Var.	Skewness	Kurtosis
	21915	28,6	14,5	0,6	923,0	4,0	65,5	1986,7	44,6	155,9	5,7	55,3

Таким чином на основі виконаних розрахунків пороговим значенням встановлено значення 90-ї перцентилі – 65,5 м³/с (рис. 4.14).

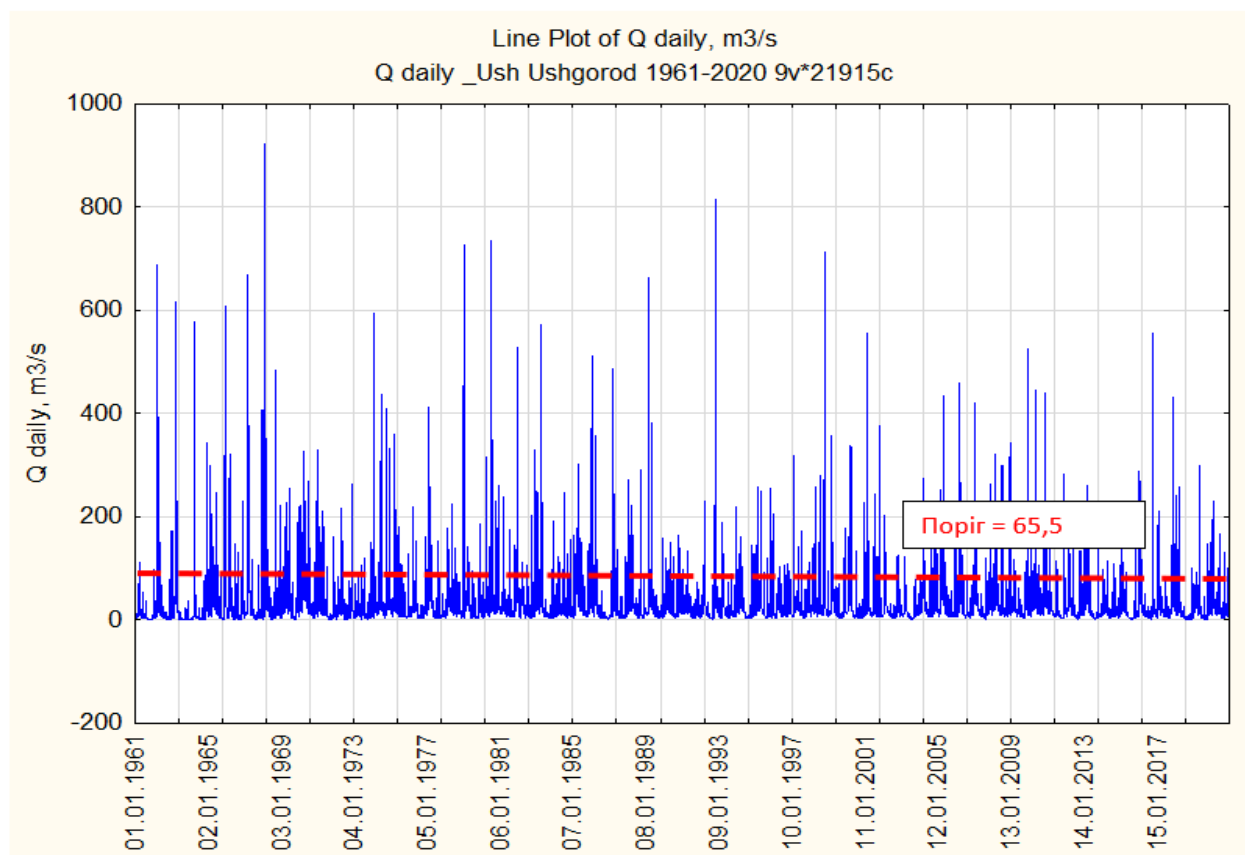


Рис. 4.14. Положення порогового значення витрат для виділення вибірки РОТ

4.4.2. Створення рядів POT для забезпечення незалежності даних

Екстремальні значення POT (Peaks Over Threshold) виділяються з часових рядів щоденних витрат води наступним чином:

- спочатку створюється часовий ряд POT шляхом відбору значень, що перевищують певний поріг – 90% довжина створеної статистичної вибірки становить 2167 значень (табл. 4.6);

Таблиця 4.6

Статистичні параметри пікових надпорогових значень некластеризованого ряду POT (N=2167 значень) (POT) як 90% процентильних значень та інші статистичні параметри рядів щоденних значень витрат води (м³/с)

Variable	Descriptive Statistics (POT undeclustering Ush 1961-2020)										
	Valid N	Mean	Median	Minimum	Maximum	Percentile 10,000	Percentile 90,000	Variance	Std.Dev.	Skewness	Kurtosis
POT undeclustering data_Ush	2167	128,4379	101,0000	66,0000	923,0000	71,0000	217,0000	7087,689	84,18842	3,409417	16,75330

Статистична структура POT вибірки (2167 значень) представлена на рис. 4.15, з якої видно, що найбільшою повторюваністю характеризуються екстремальні витрати в діапазоні менше 100 м³/с (1083 значення) та в діапазоні 101-200 м³/с (817 значень). Найвищі екстремальні витрати спостерігалися протягом 60 років не так часто (рис. 4.15), проте вони якраз і характеризують катастрофічні паводки, які нанесли найбільше економічних збитків [97].

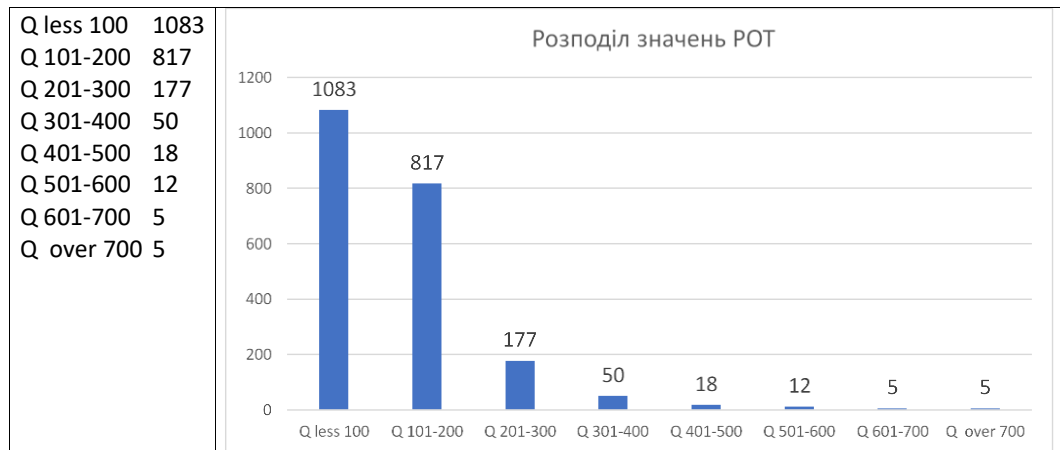


Рис. 4.15. Частота повторюваності екстремальних витрат води з магнітудою вище 90%

б) декластеризації часового ряду перевищень шляхом виявлення кластерів, розділених певним часовим періодом. Декластеризація часового ряду перевищень здійснюється шляхом виявлення кластерів, розділених певним часовим періодом згідно наступних рекомендацій Swenson та Kundzewicz [98]: рекомендується встановлювати наступні часові інтервали між піками водного стоку:

- для річкових басейнів з площею водозбору менше 45000 км² – 5 днів;
- для річкових басейнів з площею водозбору 45000-100000 км² – 10 днів;
- для річкових басейнів з площею водозбору більше 100 000 км² – 20 днів.

в) формування остаточної вибірки POT відбувається шляхом відбору лише найвищих значень у кожному кластері, який характеризує окремий паводок.

Декластеризована вибірка екстремальних значень витрат POT, яка була використана нами в проведенні подальших розрахункових процедур щодо статистичного моделювання паводків, склала 407 значень. Статистичні параметри цієї вибірки представлені в наступній таблиці 4.7, а структура розподілу значень за різними градаціями (частотами) на рис. 4.16.

Статистичні параметри декластеризованої POT вибірки екстремальних значень витрат

Variable	Descriptive Statistics (POT Ush declustered)						
	Valid N	Mean	Minimum	Maximum	Std.Dev.	Coef.Var.	Kurtosis
POT declustered	407	206,69	72,0	923,0	129,1	62,4	6,0

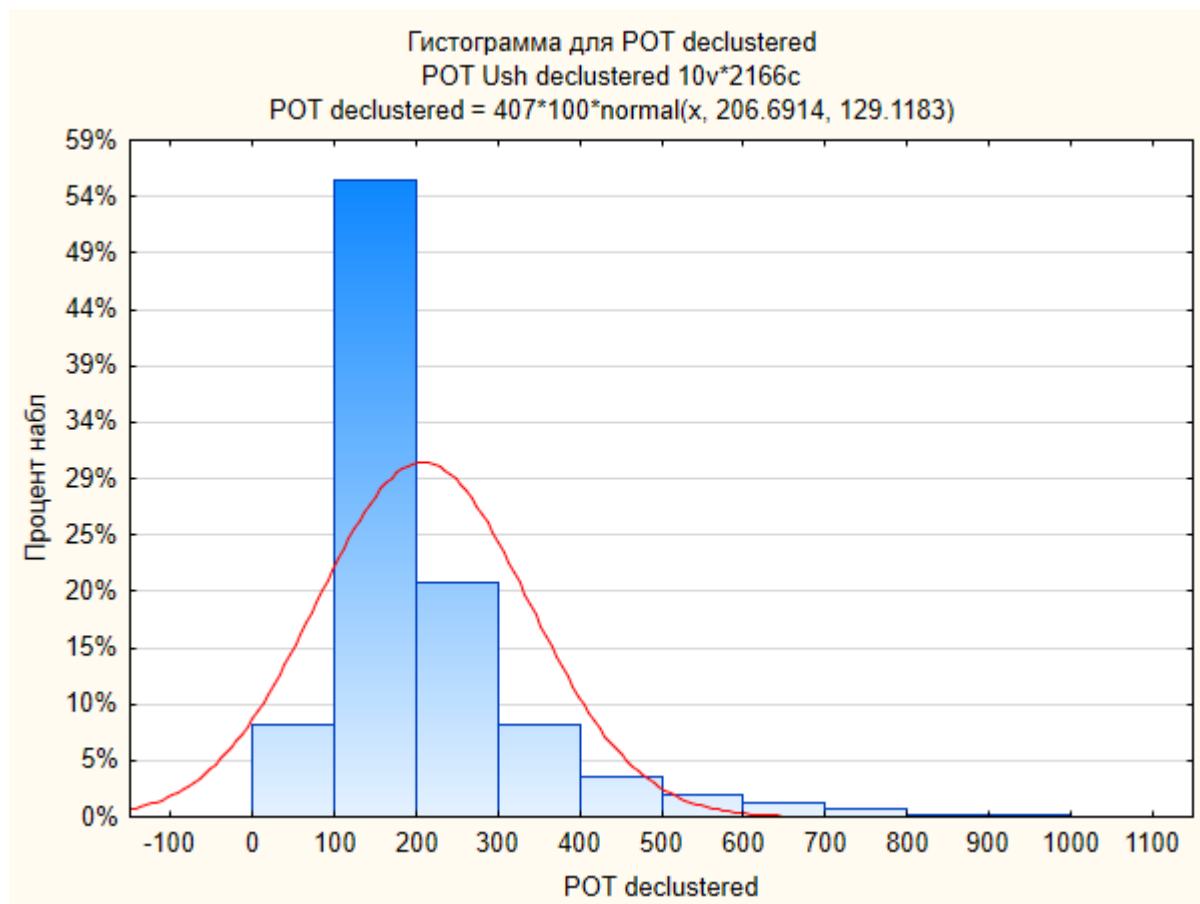


Рис. 4.16. Структура розподілу значень декластеризованої POT вибірки екстремальних значень витрат за різними градаціями (частотами)

4.4.3. Вибір відповідної функції статистичного розподілу для часового ряду максимальних добових витрат

Початковим кроком у будь-якому аналізі частоти паводків є підбір

розподілу ймовірностей до даних спостережень за паводками. Зазвичай, більшість дослідників рекомендують використовувати GEV (узагальнене екстремальне значення) для аналізу частоти повеней [57, 94].

Розподіли екстремальних значень [67] включають три родини: Гумбеля, Фреше та Вейбулла. Всі три родини об'єднані в узагальнений розподіл екстремальних значень (GEV) [76]. GEV було використано для побудови як стаціонарних, так і нестаціонарних моделей.

Існує три параметри, пов'язані з розподілом GEV: розташування μ , масштаб σ і форма ξ . Функція густини ймовірності має вигляд:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma} \left(1 + \xi \cdot \frac{x - \mu}{\sigma} \right)^{\left(-\frac{1}{\xi}\right)-1} \cdot \exp \left\{ - \left(1 + \xi \cdot \frac{x - \mu}{\sigma} \right)^{\left(-\frac{1}{\xi}\right)} \right\},$$

де μ – параметр розташування (параметр 1); σ – параметр масштабу (параметр 2); ξ – параметр форми (параметр 3).

Однак різні дослідники експериментували з іншими типами розподілів і показали, що вони також можуть давати задовільні результати. Наприклад, Choubisa та ін. [62] для аналізу частоти повеней використовують чотири найпоширеніші методи, а саме: Gumbel Max, узагальнене екстремальне значення (GEV), розподіл Пірсона типу 3 (LP3) та логнормальний розподіл використовуються для аналізу частоти та повторюваності повеней.

Для вибору та оцінки найбільш підходящого теоретичного розподілу для опису РОТ-серії ми використовували стандартну програму "The Distributions & Simulation module" з програмного пакету Statistica. Ця програма надає можливість вибрати оптимальну функцію розподілу з такого набору теоретичних функцій. Для оцінки відповідності теоретичних розподілів емпіричному розподілу, тобто розподілу РОТ-рядів, що описують ці функції, було використано ряд критеріїв: Хі-квадрат, Колмогорова-Смірнова (K-S), Андерсона-Дарлінга (A-D). Узагальнений розподіл екстремальних значень (GEV) показав кращі результати, ніж інші розподіли (табл. 4.8). Нестаціонарна

модель GEV є загальноприйнятою моделлю для опису нестационарності рядів даних про паводки через асиметричний характер річного максимального стоку та гнучкість розподілу з точки зору включення коваріатів у параметри [66, 70, 79, 88, 91, 93].

Таблиця 4.8

**Результати вибору оптимальної теоретичної функції розподілу для моделювання розподілу емпіричних даних
(POT рядів) для р. Уж**

	Distribution summary (POT Ush declustered) Variable: POT declustered Ranked by: Kolmogorov-Smirnov													
	K-S d	K-S	AD Stat	AD p-value	Chi-square	Chi-square p-value	Chi-square df	Offset	Param 1	Param 2	Param 3	Param 4	Param 5	Param 6
General Extreme Value (location, scale, shape)	0,043	0,421	0,656	0,596	10,346	0,242	8		141,077	54,499	0,458			
Gaussian Mixture (Mixing Coef. 1, Mean 1, Std. Dev 1, Mixing Coef. 2,...)	0,059	0,110	3,009	0,027	66,189	0,000	5		0,683	147,070	42,449	0,317	335,190	156,259
Log Normal (scale, shape)	0,096	0,001	5,498	0,002	55,870	0,000	9	0,000	5,192	0,498				
Weibull (scale, shape)	0,147	0,000	16,043	0,000	179,998	0,000	9	0,000	234,367	1,772				
Rayleigh (scale)	0,160	0,000	20,078	0,000	156,469	0,000	10	0,000	172,267					
Normal (location, scale)	0,164	0,000	26,086	0,000	285,138	0,000	9		206,691	129,118				
Half Normal (scale)	0,268	0,000	31,898	0,000	256,361	0,000	10	0,000	243,622					
Folded Normal (location, scale)	0,268	0,000	31,898	0,000	256,361	0,000	9	0,000	2,847	243,603				
General Pareto (scale, shape)	0,293	0,000	39,321	0,000	307,486	0,000	9	0,000	250,398	0,245				
Triangular (min, max, mode)	0,411	0,000	158,346	0,000	373,000	0,000	8		72,000	923,000	90,500			

4.4.4. Моделювання частоти паводків за допомогою розподілу GEV

Наступним кроком у дослідженні було моделювання частоти паводків з використанням розподілу GEV. Для розрахунку параметрів моделі було використано опцію Fit distribution з модуля Distribution and Simulation пакету стандартних статистичних програм Statistica.

Точність підбору параметрів нестационарної моделі CDF показано на рис. 4.17.

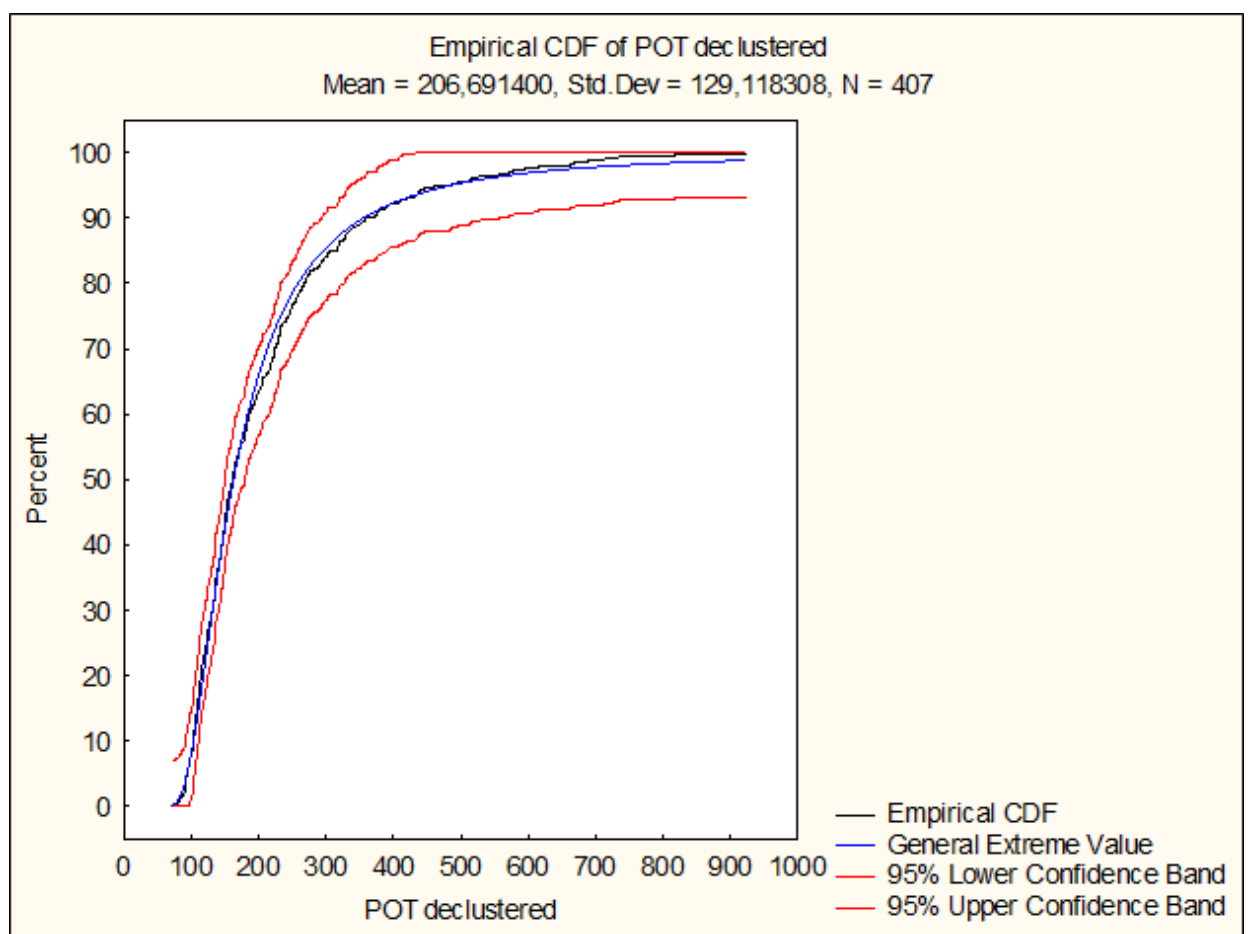


Рис. 4.17. Точність підбору параметрів нестационарної моделі CDF (чорна лінія – розподіл емпіричних даних – виміряні екстремальні витрати води; синя лінія – модель, підбрана з використанням функції розподілу екстремальних величин GEV)

Кумулятивна функція розподілу (CDF), теж демонструє досить точну відповідність між емпіричними даними CDF та теоретичними значеннями

моделі GEV (рис. 4.18).

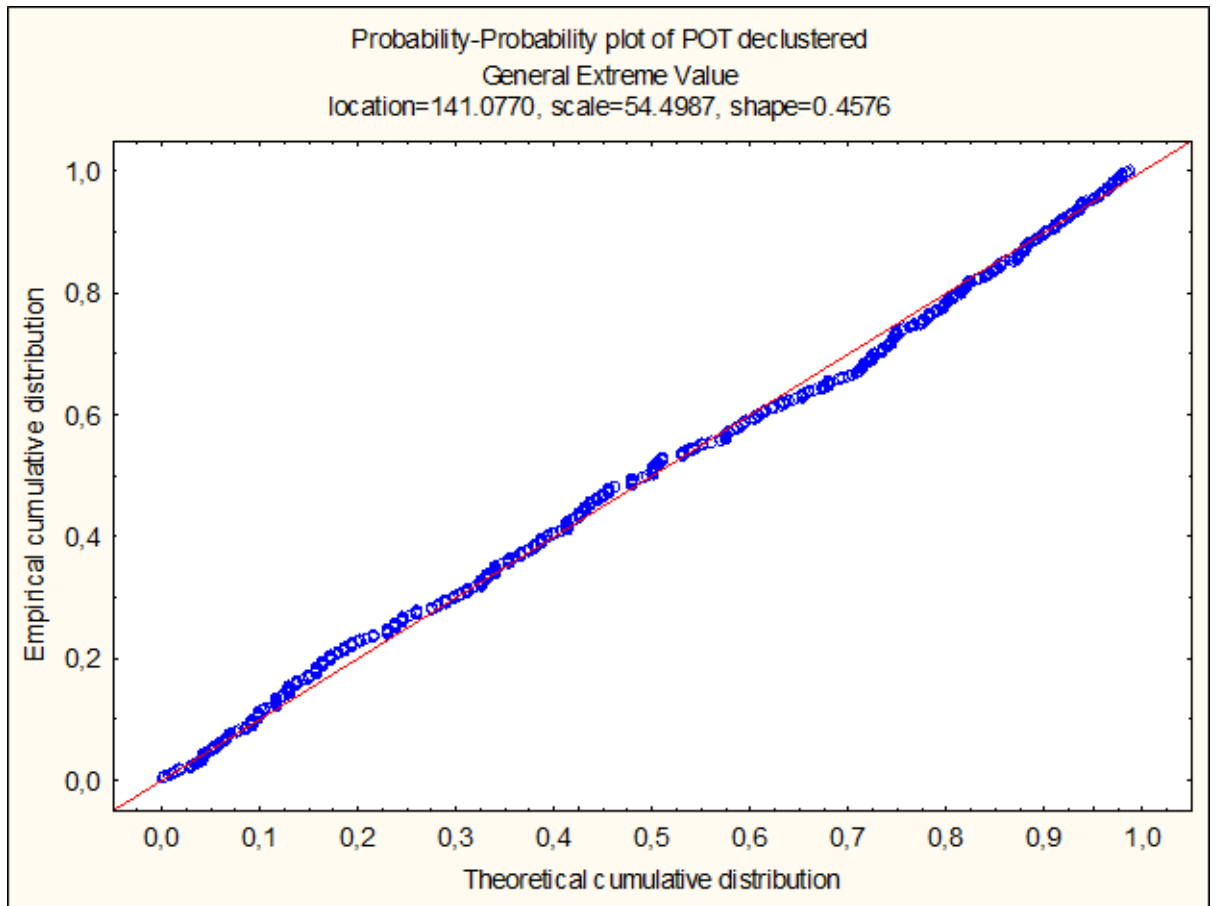


Рис. 4.18. Порівняння точності підбору теоретичної функції розподілу GEV до емпіричних даних (кумулятивний розподіл)

Параметри моделі були оцінені за допомогою методу Монте-Карло (MC) [61], за методом Імана Коновера [74] та Латинська гіперкубічна вибірка (LHS) (рис. 4.19).

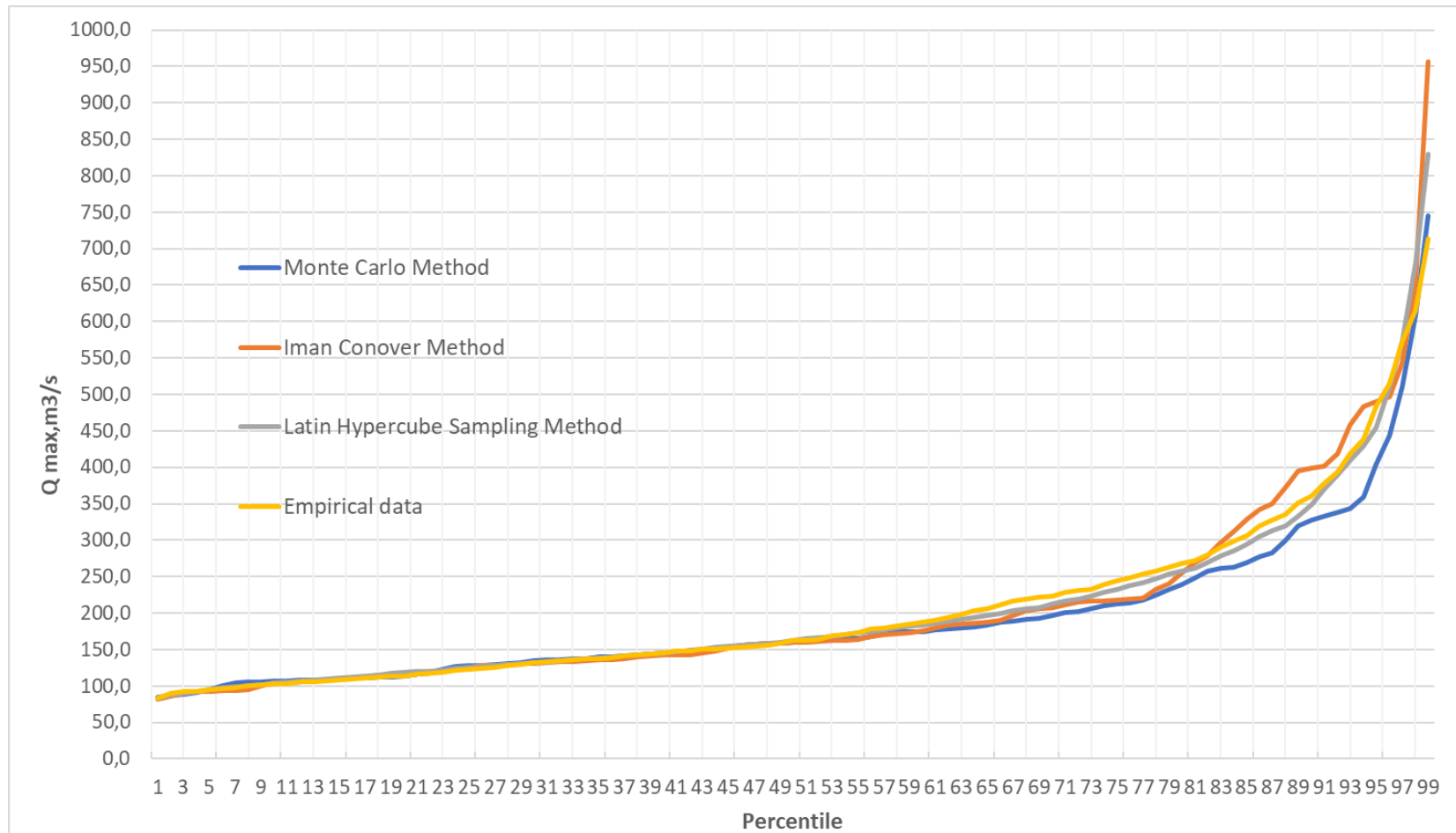


Рис. 4.19. Порівняння трьох змодельованих кривих розподілу рядів екстремальних витрат води (кластеризованої вибірки POT) за методами Монте-Карло, Імана Коновера та Латинської гіперкубічної вибірки (LHS) з емпіричними рядами POT для річки Уж

Моделювання методом Монте-Карло – це модель, яка використовується для прогнозування ймовірності різноманітних результатів за наявності потенціалу випадкових величин. Моделювання методом Монте-Карло (МК) допомагає пояснити вплив ризику та невизначеності в прогнозуванні та моделях прогнозування. Моделювання МК вимагає присвоєння декількох значень невизначеній змінній для отримання декількох результатів, а потім усереднення результатів для отримання оцінки [89].

Латинська гіперкубічна вибірка (LHS) – це статистичний метод для створення майже випадкової вибірки значень параметрів з багатовимірною розподілу. Метод вибірки часто використовується для побудови комп'ютерних експериментів або для інтегрування Монте-Карло [74].

Оцінку точності моделювання оцінювали за методом percent bias (PBIAS) за формулою:

$$\text{PBIAS} = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{\text{obs}} - Y_i^{\text{sim}})}{\sum_{i=1}^n Y_i^{\text{obs}}},$$

де Y^{obs} – спостережені емпіричні значення витрат води, Y^{sim} – змодельовані ряди витрат води.

Критерії для оцінки PBIAS (%) добре $\leq 25\%$; задовільно/слабо $25\% < |\text{PBIAS}| \leq 35\%$; погано: $|\text{PBIAS}| > 35\%$

Розрахунки за формулою PBIAS показали наступні результати для різних моделей (табл. 4.9). Найкраща точність моделювання отримана для Imap Conover Method, проте інші методи теж отримали оцінку «добре».

Таблиця 4.9

**Оцінка точності моделювання екстремальних витрат води р. Уж методом
PBIAS**

Модель	Monte Carlo Method	Iman Conover Method	Latin Hypercube Sampling Method
PBIAS,%	6,46	0,39	0,81

В той же час візуальний аналіз отриманих моделей показує, що в діапазоні процентилів 0-60% усі моделі досить добре узгоджуються з емпіричними даними. У діапазоні процентилів 60-99% майже ідеальний збіг з виміряними емпіричними даними демонструє модель, побудована за методом Latin Hypercube Sampling Method.

Висновки до розділу 4

1. Аналіз зміни магнітуди максимальних опадів показав наступні результати: в Ужгороді – зростання, у Великому Березному – зменшення. Останнє, найімовірніше, спричинено вираженим структурним перерозподілом опадів в кліматичному періоді 1991-2020 рр. В той же час, у другому кліматичному періоді зросла кількість екстремальних опадів у окремих градаціях (градації 60-70 мм та 70-80 мм (збільшення на 10%)). Тобто дані спостережень на МС Великий Березний чітко підтверджують висновки інших дослідників у різних регіонах [64, 69, 72, 83, 85, 100] про зростання магнітуди максимальних опадів у зв'язку зі зміною клімату.

2. Виявлена зміна сезонності прояву екстремальних опадів. Так, в Ужгороді максимальна повторюваність днів з максимальними опадами у другому періоді настає на 11 днів пізніше, ніж у першому періоді. У Вел. Березному все навпаки – максимальна повторюваність настає на 15 днів раніше.

3. Регресійний аналіз максимальних річних витрат річки Уж за 60-річний період встановив наявність негативного тренду в розвитку процесів формування паводків. Магнітуда паводків продовжує зменшуватися.

4. Встановлено, що між датами максимальних витрат води та максимальних опадів спостерігається стійка негативна кореляція, що свідчить про часову розбіжність між періодами найбільших опадів та паводків.

5. Розраховано розподіл щільності днів з найвищими витратами води, що показав наявність в кожному з двох часових періодів (1961-1990, 1991-2020 рр.) двох значних піків паводків: весняний та осінньо-зимовий.

6. Зі статистичної структури РОТ вибірки (2167 значень) видно, що найбільшою повторюваністю характеризуються екстремальні витрати в діапазоні менше 100 м³/с (1083 значення) та в діапазоні 101-200 м³/с (817 значень).

7. Виконано аналіз частоти паводків з використанням Peaks Over Threshold (POT)-методу, який дозволив виділити екстремальні паводки та виконати їх статистичне моделювання. На першому етапі моделювання для розрахунку параметрів моделі було обрано експериментальним шляхом з 10 теоретичних розподілів, той розподіл, який найкраще описує процес формування екстремальних паводків. Таким розподілом виявився General Extreme Value (GEV) за результатами оцінки наближеності теоретичного розподілу до емпіричних даних за критеріями Комогорова-Смирнова та χ^2 . За функцією GEV розподілу було розраховано параметри моделі формування екстремальних паводків.

Для моделювання було застосовано три методи: Монте-Карло (MC) [61], Імана Коновера [74] та Латинська гіперкубічна вибірка (LHS).

Розрахунки за формулою PBIAS показали, що найкраща точність моделювання отримана для Iman Conover Method, проте інші методи теж отримали оцінку «добре». В той же час, аналіз отриманих моделей показує, що в діапазоні центилів 0-60% усі моделі досить добре узгоджуються з емпіричними даними. У діапазоні центилів 60-99% майже ідеальний збіг з вимірними емпіричними даними демонструє модель, побудована за методом Latin Hypercube Sampling Method.

ВИСНОВКИ

Формування паводків на в басейні р. Уж відбувається під впливом складної взаємодії ряду природних (випадання дуже сильних, інтенсивних, тривалих дощів; підвищення температури повітря, що викликає танення снігу; геолого-орografічні умови; попереднє надмірне зволоження та перезволоження ґрунту, що зменшує його водопоглинальну здатність; висока водність річок перед паводками; високе стояння рівнів ґрунтових вод) і антропогенних (інтенсивна лісоексплуатація, погіршення санітарного стану та водотрансформаційної функції лісів; відсутність водосховищ для регулювання стоку, використання полонин, що посилює процеси збільшення поверхневого стоку у верхів'ях річок; порушення правил забудови населених пунктів; незадовільний стан русел та прилеглих ділянок) факторів.

Проведений аналіз кліматичних та гідрологічних параметрів показав характер взаємозв'язків між ними та дозволив виявити тенденції до змін.

Спостерігається чітка тенденція до потепління, особливо виражена в кліматичний період 1991-2020 рр. При цьому багаторічна динаміка сум опадів не демонструє значної лінійної тенденції до змін. Таке поєднання факторів створює умови до змін у гідрологічному режимі й може вказувати на збільшення тривалості межених періодів у майбутньому.

З метою дослідження синхронності формування стоку в басейні Ужа, проведено кореляційний аналіз середньомісячних витрат води, що показав високий рівень залежності між усіма витратними постами в регіоні.

Оцінка впливу кліматичних чинників на гідрологічний режим р. Уж показала, що температура повітря має обмежений вплив на формування стоку, натомість просторово-часовий розподіл опадів є визначальним фактором. Виявлено, що основна частка річкового стоку утворюється в верхів'ї басейну за рахунок атмосферних опадів. Натомість опади в нижній частині басейну не

мають настільки сильного впливу на формування стоку через локальні фактори, зокрема, через значну урбанізованість території.

Зменшення повторюваності максимальних витрат понад $750 \text{ м}^3/\text{с}$ і збільшення витрат у діапазоні $150\text{-}600 \text{ м}^3/\text{с}$, а також виявлена часова розбіжність між періодами максимальних опадів і паводків ще раз доводить, що існує складна взаємодія різних чинників формування річкового стоку в даному регіоні. Це підкреслює необхідність комплексного підходу до аналізу різних факторів, які визначають гідрологічний режим в умовах зміни клімату та зростаючого антропогенного впливу.

Регресійний аналіз максимальних річних витрат річки Уж за 60-річний період встановив наявність негативного тренду в розвитку процесів формування паводків протягом цього періоду. Це говорить про те, що магнітуда паводків у регіоні дослідження продовжує зменшуватися.

Розрахунки розподілу щільності днів з найвищими витратами води показали наявність в кожному з двох часових періодів (1961-1990, 1991-2020 рр.) двох значних піків паводків: весняний та осінньо-зимовий. У другому кліматичному періоді відбулося зміщення піку паводку, але щільність функції знизилась, що, імовірно, пов'язано з перерозподілом опадів протягом зимово-весняного періоду та прискоренням сніготанення, або більш частими відлигами, що і стало причиною зменшення щільності розподілу функції на піку паводка.

Між датами максимальних витрат води та максимальних опадів спостерігається стійка негативна кореляція, що свідчить про часову розбіжність між періодами найбільших опадів та паводків. Виявленна асинхронність є наслідком локальних особливостей розподілу опадів та формування стоку в басейні Ужа: вплив попередньої водності та ступеня зволоження території басейну, комплексна дія атмосферних опадів та талих снігових вод у період весняного водопілля, локальний характер випадіння опадів.

Зі статистичної структури РОТ вибірки (2167 значень) видно, що найбільшою повторюваністю характеризуються екстремальні витрати в діапазоні менше 100 м³/с (1083 значення) та в діапазоні 101-200 м³/с (817 значень).

В ході дослідження визначено, що у діапазоні процентилів 60-99% найточнішою моделлю для прогнозування екстремальних витрат води на р. Уж є модель, побудована за методом Latin Hypercube Sampling Method.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. 70 років Закарпатському обласному центру з гідрометеорології. Ужгород : ПП Бреза, 2015. 58 с.
2. Андрианов М. С. Клімат. Природа Українських Карпат. Львів : Вид-во Льв. Ун-ту, 1968. С. 87–101.
3. Бучинський І. О., Волеваха М. М., Коржов В. О. Клімат Українських Карпат: монографія. Київ: Наукова думка, 1971. 136 с.
4. Водний фонд України: Штучні водойми – водосховища і ставки: Довідник / В. В. Гребінь та ін. ; за ред. В. К. Хільчевського, В. В. Гребеня. Київ : «Інтерпрес ЛТД», 2014. 164 с.
5. Водогосподарський баланс для району басейну річки Дунай. Державне агентство водних ресурсів України. URL: <https://davr.gov.ua/fls18/danube.pdf> (дата звернення: 18.04.2025).
6. Впровадити методикау гідроморфологічної оцінки якості річок басейну Ужа для прийняття оптимальних управлінських рішень» / Ободовський О. Г. та ін. Київ, 2006. 195 с.
7. Габчак Н. Ф. Особливості формування рельєфу в межах річкових басейнів Закарпатської області. Міжнародна науково-практична конференція «Наука в інформаційному просторі» : Збірник наукових праць. Том 1. Дніпропетровськ : ПДАБА, 2007. С. 6–10.
8. Галік О. І., Басюк Т. О. Методичні вказівки «Довідкові дані з клімату України». Рівне : НУВГП, 2014. 158 с.
9. Географічна енциклопедія України : у 3 т. / редкол. О. М. Маринич та ін. Київ : В-во «Українська енциклопедія» ім. М. П. Бажана, 1993. Т. 3. 480 с.
10. Гідрогеологічна карта України. Перші від поверхні водоносні горизонти і комплекси. Природа України : веб-сайт. URL: <https://geomap.land.kiev.ua/water-1-950.html> (дата звернення: 15.04.2025).
11. Гідрометеорологічні умови формування та розвитку дощового паводку на

річках Закарпаття у листопаді 1998 року / уклад. Бойко В. М. Київ, 1998.

12. Голик Й. М., Несух М. М. Вплив водойм на формування функціонально-планувальної структури поселень Закарпаття. Містобудування та територіальне планування. 2011. Вип. 40 (1). С. 284-289.

13. Гребінь В. В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) : наукове видання. Київ : Ніка-Центр, 2010.

14. Давыдов Л. К., Дмитриева А. А., Конкина Н. Г. Общая гидрология : учебное издание. Ленинград : Гидрометеиздат. 1973.

15. Данилюк М. М. Кліматичні умови області. *Природні багатства Закарпаття* / упор. В. Л. Боднар. Ужгород : Карпати, 1987. 284 с.

16. Дослідження умов формування та проходження осінне-зимових паводків 1992-93 рр. на річках Закарпаття / відп. вик. О. Тетерев. Київ, 1994

17. Загальна гідрологія : навчальний посібник / Ющенко Ю. С. та ін. Чернівці : Зелена Буковина, 2005. 368 с.

18. Загальна гідрологія : підручник / В. К. Хільчевський та ін.. Київ : ВПЦ «Київський університет», 2008. 399 с.

19. Клименко В. Г. Гідрологія України : навчальний посібник для студентів-географів. Харків : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2010. 124 с.

20. Клімат України / за ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. Київ : Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.

21. Косяк Д. С., Холоденко В. С., Галік О. І., Будз О. П. Гідрометрія: практикум : навчальний посібник. Рівне : НУВГП, 2018. 254 с.

22. Круглий стіл «Вплив вирубки лісів на рівень води у Карпатському регіоні». Сталий розвиток для України. URL: https://sd4ua.org/vplyv-vyrubky-lisiv-na-riven-vody-u-karpatah/?utm_source=chatgpt.com (дата звернення: 16.04.2025).

23. Кузин П.С. Географические закономерности гидрологического режима рек. Л. : Гидрометеиздат, 1979. 200 с.

24. Лета В. В., Петрішка А. І. Гідрологічний режим річок басейну Ужа.

Географічні аспекти просторової організації території, суспільства та збалансованого природокористування. Зб. Матеріалів доп. Учасн. IV наук.-практ. Конф. студентів, аспірантів і молодих вчених (м. Ужгород, 24-26 травня 2023 р.). Ужгород, 2023.

25. Малі річки України : довідник / А. В. Яцик та ін. ; за ред. А. В. Яцика. Київ : Урожай, 1991. 296 с.

26. Манівчук В. М., Озимко Р. Р. До 75-річчя Закарпатського обласного центру з гідрометеорології. Праці Центральної геофізичної обсерваторії імені Бориса Срезневського. 2020. Вип. 16 (30). С. 87-89.

27. Маринич О. М., Шищенко П. Г. Фізична географія України : підручник. Київ : Знання, 2005. 511 с.

28. Мухаревич О. С. Вплив урбанізації на гідрологічний режим водних об'єктів : дипл. робота. Київ, 2021. 61 с.

29. Національний план управління басейном р. Тиса. URL: <https://buvrtysa.gov.ua/newsite/?p=1588> (дата звернення: 23.04.2025).

30. Негря І. П. Сердита вода — велика біда. Закарпатський калейдоскоп, 1998. 24 груд.

31. Огляд паводкової діяльності 1998-2001 років та пропозиції по запобіганню повеневих ситуацій. URL: http://www.ulrnc.org.ua/services/zakarpattia/information_ua.html (дата звернення: 21.04.2025).

32. Озимко Р. Р. Сильні та надзвичайні опади у Закарпатській області : дис. ... д-ра філософії. Одеський державний екологічний університет Міністерства освіти і науки України, Одеса, 2020.

33. Поп С. С., Шароді І. С., Шароді Ю. В., Ганзел А.В. Гідроенергетика Закарпаття: стан та перспективи розвитку. Український географічний журнал. 2015. № 2, С. 65-71.

34. Природа Закарпатської області / за ред. К. І. Геренчука. Львів : Вид-во Львів. ун-ту імені Івана Франка, 1981. 156 с.

35. Природа Карпатського регіону України / В. І. Мальцев та ін. Київ : Інститут екології (ІНЕКО), 1999. 200 с.
36. Природа Украинской ССР. Почвы / И. Б. Вернандер и др. Киев : Наук. Думка, 1986. 216 с.
37. Природа Українських Карпат / за ред. К. І. Геренчука. Львів : Вид-во Львівського ун-ту, 1968. 268с.
38. Про затвердження Порядку розроблення водогосподарських балансів : Наказ Міністерства екології та природних ресурсів України від 26.01.2017 № 26. URL: <https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0232-17> (дата звернення: 18.04.2025)
39. Про паводки 21, 22 та 29, 30 жовтня 1992 р. : Донесення Закарпатського обласного центру з гідрометеорології від 13.11.1992 № 651.
40. Про формування та розвиток дощового паводку на річках Закарпатської області 4-8 листопада 1998 року : Донесення Закарпатського обласного центру з гідрометеорології від 05.12.1998 № 614.
41. Прусов В. А., Сніжко С. І. Методи прикладного системного аналізу в гідрометеорології: підручник. К. : Прінт Сервіс, 2017. 701 с.
42. Рахманов В. В. Воохранная роль лесов. М. : Гослесбумиздат, 1962. 235 с.
43. Ромащенко М. І, Савчук Д. П. Водні стихії. Карпатські повені. Статистика, причини, регулювання. Київ : Аграрна наука, 2002. 304 с.
44. Рошко В. Г., Різак В. М. Повінь — явище природне. Що кожен має знати про повені : навч. посібник. Ужгород : Мистецька лінія, 2005. 60 с.
45. Сніжко С. І. Оцінка та прогнозування якості природних вод. К. : Ніка-Центр, 2001. 264 с.
46. Сніжко С. І. Теорія і методи аналізу регіональних гідрохімічних систем. К. : Ніка-Центр, 2006. 284 с.
47. Сонячне сяйво. Природа України : веб-сайт. URL: <https://геомап.land.kiev.ua/climate-1.html> (дата звернення: 17.04.2025).
48. Сташук В.А., Мокін В.Б., Гребінь В.В., Чунарьов О.В. Наукові засади

раціонального використання водних ресурсів України за басейновим принципом: монографія / за ред. В. А. Сташука. Херсон : Грінь Д.С., 2014. 250 с.

49. Фекета І.Ю. Фітоценологічні дослідження полонини Руної Карпат в умовах антропогенної трансформації. Матеріали всеукраїнської науково-практичної інтернет-конференції «Стан і перспективи природокористування в Україні», Ужгород, 16-30 травня 2016 р. Ужгород. С. 97-105.

50. Фондові матеріали Басейнового управління водних ресурсів річки Тиса. URL: <https://buvrtysa.gov.ua/>

51. Фондові матеріали Закарпатського обласного центру з гідрометеорології. URL: <http://gmc.uzhgorod.ua/>

52. Шакірманова Ж. Р., Бурлуцька М. Е. Гідрологічні розрахунки і прогнози: конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ, 2016. 158 с.

53. Швець Г. І., Дрозд Н. І., Левченко С. П. Каталог річок України. Київ : Видавництво Академії наук Української РСР, 1957.

54. Bai Z. D., Radhakrishna Rao C., Zhao L. C. Kernel Estimators of Density Function of Directional Data. *Multivariate Statistics and Probability*. Academic Press, 1989. P. 24-39.

55. Beurton S., Thielen A. Seasonality of floods in Germany. *Hydrological Sciences Journal*. 2009. Vol. 54(1). P. 62-76. DOI: 10.1623/hysj.54.1.62.

56. Beven K. Riverine flooding in a warmer Britain. *Geographical Journal*. 1993. Vol. 159. P. 157-161.

57. Bezak N., Brilly M., Šraj M. Comparison of the above-threshold peak method and the annual maximum method for flood frequency analysis. *Hydrological Research Journal*. 2014. Vol. 59(5). P. 959-977.

58. Blöschl G. Three hypotheses on changing river flood hazards. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2022. Vol. 26. P. 5015-5033. DOI: 10.5194/hess-26-5015-2022.

59. Blöschl G., Sivapalan M., Savenije H., Wagener T., Viglione A. Runoff

prediction in ungauged basins: synthesis across processes, places and scales. Cambridge : Cambridge University Press, 2013. 465 p.

60. Blöschl G. et al. Changing climate shifts timing of European floods. *Science*. 2017. Vol. 357. P. 588-590.

61. Cheng L., AghaKouchak A., Gilleland E., Katz R. W. Non-stationary extreme value analysis in a changing climate. *Climatic Change*. 2014. Vol. 127. P. 353-369.

62. Choubisa K., Rangarajan S., Chatterjee S. Flood Frequency Analysis of River Mahanadi, India. *Journal of The Institution of Engineers (India): Series A*. 2024. DOI: 10.1007/s40030-024-00805-5.

63. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge : Cambridge University Press, 2021. 2391 p.

64. Dai A., Fung I. Y., DelGenio A. D. Surface observed global land precipitation variations during 1900-1988. *Journal of Climate*. 1997. Vol. 10. P. 2943-2962.

65. Data science and Highcharts: Kernel density estimation. Highcharts. URL: <https://www.highcharts.com/blog/tutorials/data-science-and-highcharts-kernel-density-estimation/> (дата звернення: 08.05.2025).

66. Delgado J. M., Apel H., Merz B. Flood trends and variability in the Mekong river. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2010. Vol. 14(3). P. 407-418.

67. Fisher R. A., Tippett L. H. C. Limiting Forms of the Frequency Distribution of the Largest or Smallest Members of a Sample. *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*. 1928. Vol. 24. P. 180-190. DOI: 10.1017/S0305004100015681.

68. Fleig A., Tallaksen L., James P., Hisdal H., Stahl K. Attribution of European precipitation and temperature trends to changes in synoptic circulation. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2015. Vol. 19. P. 3093-3107.

69. Groisman P. Y., Knight R. W., Karl T. R., Easterling D. R., Sun B. Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: trends. *Journal of Hydrometeorology*. 2004. Vol. 5. P. 64-85.

70. Gül G., Aşıkoğlu Ö., Gül A., Gülçem Yaşoğlu F., Benzeden E. Nonstationarity in flood time series. *Journal of Hydrologic Engineering*. 2014. Vol. 19(7). P. 1349-1360.
71. Hall J. et al. Understanding flood regime changes in Europe: a state-of-the-art assessment. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2014. Vol. 18. P. 2735-2772.
72. Hulme M., Osborn T. J., Johns T. C. Precipitation sensitivity to global warming: comparisons of observations with HadCM2 simulations. *Geophysical Research Letters*. 1998. Vol. 25. P. 3379-3382.
73. Iman R., Conover W. A distribution-free approach to inducing rank correlation among input variables. *Communications in Statistics – Simulation and Computation*. 1982. Vol. 11(3). P. 311-334.
74. Iman R. L., Helton J. C., Campbell J. E. An approach to sensitivity analysis of computer models, Part 1. Introduction, input variable selection and preliminary variable assessment. *Journal of Quality Technology*. 1981. Vol. 13(3). P. 174-183.
75. IPCC — Intergovernmental Panel on Climate Change. Global warming of 1.5°C : An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. 2018. URL: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/06/SR15_Full_Report_High_Res.pdf (дата звернення: 02.05.2025).
76. Jenkinson A. F. The Frequency Distribution of the Annual Maximum (or Minimum) Values of Meteorological Elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1955. Vol. 81. P. 158-171. DOI: 10.1002/qj.49708134804.
77. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996. Vol. 77(3). P. 437-472.
78. Karl T. R., Trenberth K. E. Modern global climate change. *Science*. 2003. Vol. 302. P. 1719-1723.

79. Katz R. W., Parlange M. B., Naveau P. Statistics of extremes in hydrology. *Advances in Water Resources*. 2002. Vol. 25. P. 1287-1304.
80. Kendall M. G. *Rank Correlation Methods*. London : Griffin, 1975. 202 p.
81. Klemelä J. Estimation of Densities and Derivatives of Densities with Directional Data. *Journal of Multivariate Analysis*. 2000. Vol. 73(1). P. 18-40.
82. Kurtosis and Skewness. *AnalystPrep*. URL: <https://analystprep.com/cfa-level-1-exam/quantitative-methods/kurtosis-and-skewness-types-of-distributions/> (дата звернення: 06.05.2025).
83. Łupikasza E., Hansel S., Matschullat J. Regional and seasonal variability of extreme precipitation trends in southern Poland and central-eastern Germany 1951-2006. *International Journal of Climatology*. 2010. Vol. 31. P. 2249-2271.
84. Mann H. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*. 1945. Vol. 13. P. 245-259.
85. Matygin A., Ivanov S., Ivus G., Palamarchuk J. Changes in the precipitation and runoff regimes over the Eastern Europe. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. Vienna, Austria, 2010. Vol. 12. P. EGU2010-8087.
86. Merz R., Vorogushyn S., Uhlemann S., Delgado J., Hundecha Y. HESS Opinions "More efforts and scientific rigour are needed to attribute trends in flood time series". *Hydrology and Earth System Sciences*. 2012. Vol. 16. P. 1379-1387. DOI: 10.5194/hess-16-1379-2012.
87. Niedźwiedz T., Twardosz R., Walanus A. Long-term variability of precipitation series in east central Europe in relation to circulation patterns. *Theoretical and Applied Climatology*. 2009. Vol. 98. P. 337-350.
88. Prosdocimi I., Kjeldsen T. R., Miller J. D. Detection and attribution of urbanization effect on flood extremes using nonstationary flood-frequency models. *Water Resources Research*. 2015. Vol. 51. P. 4244-4262.
89. Rahman M. A. et al. Potential for rehabilitating degraded Mangrove Area with Mainland Species in the Sundarbans. 2001. 62 p.
90. Rydman M. Application of the Peaks-Over-Threshold Method on Insurance

Data : U.U.D.M. Project Report. Uppsala : Uppsala University, 2018. 34 p.

91. Salas J. D., Obeysekera J. Revisiting the concepts of return period and risk for nonstationary hydrologic extreme events. *Journal of Hydrologic Engineering*. 2014. Vol. 19. P. 554-568.
92. Silverman S., Solmon M. The Unit of Analysis in Field Research: Issues and Approaches to Design and Data Analysis. *Journal of Teaching in Physical Education*. 1998. Vol. 17(3). P. 270-284.
93. Singh J., Singh T., Vittal H., Karmakar S. Nonstationary frequency estimation of flood extremes. *Proceedings of Hydro 2013 International*, 4-6.12.2013, IT Madras, India. P. 3-16.
94. Snizhko S., Bertola M., Blöschl G. Flood frequency analysis: selection of distribution functions for modelling extreme floods on mountain rivers. XVIII International scientific conference "Monitoring of geological processes and ecological condition of the environment". 14-17 April 2025, Kyiv, Ukraine. DOI: 10.13140/RG.2.2.18264.40966.
95. Snizhko S., Bertola M., Ovcharuk V., Shevchenko O., Didovets I., Blöschl G. Climate impact on flood changes – an Austrian-Ukrainian comparison. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2023. Vol. 71(3). P. 271-282. DOI: 10.2478/johh-2023-0017.
96. Snizhko S., Bertola M., Porhun E., Oleksiienko I., Blöschl G. Determination of the role of precipitation in the formation of the floods on the mountain rivers of Ukrainian Carpathians in the context of climate change (case study-river Opir). *Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції «Природничо-географічні дослідження рельєфу, клімату та поверхневих вод: сучасний стан та перспективи розвитку» (до 75-річчя кафедр КНУТШ: землезнавства та геоморфології; метеорології та кліматології; гідрології та гідроекології)*. Київ, 2024. P. 142-146.
97. Snizhko S., Shevchenko O., Pavlovskiy V. Financial and Economic Measures to Improve Climate Services in Flood Management in Ukraine. *International*

Conference on Climate Services, 22-24 April 2025, Odesa, Ukraine.

98. Svensson C., Kundzewicz W. Z., Maurer T. Trend detection in river flow series: 2. Flood and low-flow index series. *Hydrological Sciences Journal*. 2005. Vol. 50. P. 811-824. DOI: 10.1623/hysj.2005.50.5.811.
99. Twardosz R., Cebulska M., Walanus A. Anomalously heavy monthly and seasonal precipitation in the Polish Carpathian Mountains and their foreland during the years 1881-2010. *Theoretical and Applied Climatology*. 2016. Vol. 126. P. 323-337.
100. Van den Besselaar E., Klein Tank A., Buishand T. Trends in European precipitation extremes over 1951-2010. *International Journal of Climatology*. 2013. Vol. 33(12). P. 2682-2689.