



ЕКСТРЕМАЛЬНІ ГІДРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА: ПАВОДКИ І ПОСУХИ НА ТЕРИТОРІЇ ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ

Монографія

Одеса
ТЕС
2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ЕКСТРЕМАЛЬНІ ГІДРОЛОГІЧНІ
ЯВИЩА: ПАВОДКИ І ПОСУХИ НА
ТЕРИТОРІЇ ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ
УКРАЇНИ**

(за редакцією Є.Д. Гопченка)

Монографія

*Рекомендовано до друку Вченою радою Одеського державного екологічного
університету Міністерства освіти і науки України (протокол № 9 від 26.10.2017)*

Одеса
ТЕС
2018

ББК 26.22
Г66
УДК 556.166

Екстремальні гідрологічні явища: паводки і посухи на території гірських регіонів України: монографія/ за ред. Є.Д.Гопченка; Одеськ. держ. екол-ний ун-т. Одеса: ТЕС, 2018. 324 с. **ISBN 978-617-7337-91-0**

Проаналізовані й описані умови формування стоку паводків, межені і гідрологічних посух на території гірських регіонів України. Виконано теоретичний аналіз нормативно-розрахункової бази в галузі максимального стоку гірських річок. Теоретично обґрунтована і реалізована нова науково-методична база для нормування розрахункових характеристик максимального паводкового стоку в басейнах річок гірського Криму і Карпат. Виділено генетичні складові меженного стоку за даними спостережень на малих водозборах Закарпатської воднобалансової станції. Визначені просторово-часові характеристики індексів посушливості для гірських територій та здійснено їх порівняльний аналіз з параметрами річкового стоку. Наданий прогностичний розподіл посух на 2020-2050 рр. по території України, та в гірських регіонах, зокрема. Запропоновані науково-методичні підходи щодо можливості використання індексів посушливості й кліматичного моделювання при розрахунках мінімального стоку річок.

Extreme hydrological phenomena: floods and drought in the mountainous regions of Ukraine: Monograph / E.D. Gpochenko. Eds. Odessa State Enviromental Unaversity. Odessa: TES, 2018. 324 p.

Analyzed and described the conditions of forming the floods, droughts and low flow on the mountainous regions of Ukraine. Theoretical analysis of the regulatory framework for the calculation of the maximum flow of mountain rivers represented. Theoretically grounded and realized new scientific and methodological basis for valuation of the design characteristics of maximum flood runoff in river basins of mountain Crimea and the Carpathians. On exemple of observations on small catchments of Transcarpathian water balance station determinated the genetic components low-flow runoff. Defined spatial and temporal characteristics of drought index for mountain areas and carried out a comparative analysis with parameters of river flow. The drought forecasting distribution on 2020-2050 ye on the territory of Ukraine, and in mountainous regions in particular are represented. The proposed scientific and methodological approaches for used indices of drought and climate modeling in the calculation of minimum rivers flow.

Відповідальний редактор:

д-р геогр. наук, проф. Євген Дмитрович ГОПЧЕНКО

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф. Світличний О.О.; д-р геогр. наук, проф. Кіндюк Б.В.

© Колектив авторів:

Є.Д. Гопченко, д-р геогр. наук, проф.; **В.А. Овчарук**, канд. геогр. наук, доц.; **І.Г. Семенова**, д-р геогр. наук, доц.; **Ж.Р. Шакірзанова** д-р геогр. наук, проф.; **Є.Л. Бояринцев**, канд. геогр. наук, доц.; **Н.С. Кічук**, канд. геогр. наук, доц.; **М.Є.Романчук**, канд. геогр. наук, доц.; **М.В. Гопцій**, канд. геогр. наук; **А.В. Траскова**, канд. геогр. наук; **О.І. Тодорова**, канд. геогр. наук; **О.І. Шаменкова**, канд. геогр. наук; **З.Ф. Сербова**, **Н.М. Швець**, **К.Л. Мирза**, **Є.О. Гарькавенко**

ISBN 978-617-7337-91-0

© Одеський державний екологічний університет, 2018

ЗМІСТ

Вступ (Гопченко Є.Д.).....	7
РОЗДІЛ 1	
Умови формування катастрофічних паводків в гірських регіонах України (Шакірзанова Ж.Р., Тодорова О.І., Мирза К.Л.)	9
1.1 Визначні паводки на річках Карпатського регіону	11
1.2 Паводковий стік річок Гірського Криму	20
РОЗДІЛ 2	
Аналітичний огляд методичної бази з розрахунку максимальних витрат води дощових паводків (Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Гопцій М.В., Гарькавенко Є.О)	28
2.1 Рекомендації ВМО щодо визначення розрахункових характеристик паводків	28
2.2 Методи розрахунку паводків в гірських районах України	31
2.2.1 Редукційні формули	32
2.2.2 Об'ємні формули максимального стоку	38
2.2.3 Формули сталої інтенсивності	40
2.2.4 Формули, зосновані на теорії руслових ізохрон	41
2.2.4.1 Формула Г.О. Алексєєва (1953)	43
2.2.4.2 Розрахункова методика О.Г. Іваненка - О.М. Мельничука ...	45
2.2.4.3 Розрахункова схема П.Ф. Вишневського	48
2.2.4.4 Розрахункова схема Є.В. Болдакова - М.М. Чегодаєва	52
2.2.4.5 Розрахункова схема Є.Д. Гопченка - М.В. Гопцій	53
2.2.4.6 Розрахункова схема Є.Д. Гопченка - О.Л. Скорик	57
2.3 Обґрунтування розрахункової методики для нормування характеристик максимального паводкового стоку гірських річок Карпат і Криму	59
2.3.1 Базова формула, яка отримана при реалізації моделі ізохрон в узагальнених геометричних побудовах	60
2.3.2 Математична модель А.М. Бефані для малих водозборів (без урахування русло-заплавного регулювання)	63
2.3.3 Математична модель А.М. Бефані для річкових систем (без урахування русло-заплавного регулювання)	67
2.3.4 Узагальнена математична модель формування паводкового стоку А.М. Бефані	71
2.3.5 Трансформація максимальних витрат води проточними водоймами	76
2.3.6 Методика, яка пропонується для розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків на гірських річках Криму і Карпат	78

РОЗДІЛ 3

Статистичний аналіз часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків на річках Українських Карпат і Криму (<i>Гонцій М.В., Швець Н.М., Сербова З.Ф., Тодорова О.І., Мирза К.Л.</i>)	84
3.1 Вихідні матеріали багаторічних спостережень за характеристиками дощових паводків гірських регіонів України	88
3.2 Статистичний аналіз часових рядів дощових паводків гірських регіонів України	93
3.2.1 Статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води дощових паводків на річках Українських Карпат	93
3.2.2 Статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води паводків різного походження на річках Криму	94
3.2.3 Статистичний аналіз часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Українських Карпат	97
3.2.4 Статистичний аналіз часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Гірського Криму	98
3.3 Просторове узагальнення статистичних параметрів часових рядів шарів паводкового стоку на території Українських Карпат	99
3.3.1 Використання методу сумісного аналізу для районування території	99
3.3.2 Узагальнення по території шарів паводкового стоку річок Українських Карпат	102
3.3.3 Узагальнення по території шарів паводкового стоку річок Гірського Криму	112

РОЗДІЛ 4

Обґрунтування характеристик схилового припливу для гірських річок України (<i>Овчарук В.А., Гонцій М.В., Тодорова О.І.</i>)	115
4.1 Визначення швидкості й тривалості руслового добігання	115
4.2 Визначення характеристик схилового припливу для річок Українських Карпат під час проходження паводків у теплий період року	118
4.3 Визначення характеристик схилового припливу для річок Гірського Криму під час проходження паводків у теплий період року ..	126

РОЗДІЛ 5

Нормування параметрів розрахункової методики для визначення максимального стоку паводків теплового періоду для гірських територій України (<i>Гонченко Є.Д., Гонцій М.В., Овчарук В.А., Тодорова О.І.</i>)	133
5.1 Обґрунтування максимальних модулів схилового припливу під час паводків у теплий період року	134
5.2 Трансформаційні функції максимального стоку (руслова трансформація, русло-заплавне регулювання, вплив озер і водосховищ руслового типу)	141
5.3 Перевірні розрахунки запропонованих методик	144

РОЗДІЛ 6

Умови формування мінімального стоку річок і гідрологічних посух у гірських регіонах України (<i>Бояринцев Є.Л., Траскова А.В., Кічук Н.С., Шаменкова О.І.</i>)	151
6.1 Мінімальний стік на річках Українських Карпат	154
6.2 Мінімальний стік на річках Гірського Криму	165
6.3 Мінімальний стік малих річок Закарпаття (за матеріалами Закарпатської воднобалансової станції (ЗВБС))	172
6.3.1 Виділення генетичних складових меженного стоку за даними спостережень на малих водозборах ЗВБС та їх аналіз	176
6.3.2 Дослідження чинників формування генетичних складових стоку теплового періоду в маловодні роки на водотоках ЗВБС	179

РОЗДІЛ 7

Аналітичний огляд сучасної наукової літератури в галузі досліджень гідрологічних посух й індексів посушливості (<i>Семенова І.Г.</i>)	189
7.1 Індекс Палмера	190
7.2 Стандартизовані індекси опадів SPI та SPEI	195

РОЗДІЛ 8

Кліматичне моделювання й прогностичний розподіл посух в гірських регіонах України (<i>Семенова І.Г.</i>)	200
8.1 Принципи сучасного кліматичного моделювання	200
8.2 Прогностичний розподіл посух на території України	206
8.3 Прогностичний розподіл гідрологічних посух в Закарпатському регіоні	210
8.4 Науково-методичні підходи щодо можливості використання індексів посушливості та кліматичного моделювання при розрахунках мінімального стоку (на прикладі річок Закарпаття) (<i>Овчарук В.А.</i>)	219
Висновки (<i>Гопченко Є.Д., Овчарук В.А.</i>)	231
Перелік джерел посилань	238
Додаток А – Основні гідрографічні характеристики водозборів річок до гідрометричних створів і гирла	258
Додаток Б – Результати статистичної обробки часових рядів максимального стоку дощових паводків на річках гірських регіонів України	266
Додаток В – Максимальні витрати води й шари стоку дощових паводків на гірських річках Українських Карпат і Гірського Криму різної забезпеченості ($P=1, 3, 5, 10\%$) .	288
Додаток Г – Перевірні розрахунки запропонованих методик для гірських річок України	310
Додаток Д – Результати розчленовування гідрографів стоку за джерелами живлення річок Закарпатської воднобалансової станції у маловодні роки	317

Додаток Ж – Статистичні характеристики річок Закарпаття в період межені	320
Додаток К – Хронологічний хід індексів посушливості SPEI для гідрометеорологічних станцій Закарпаття	321
Додаток Л – Визначення мінімального стоку річок Закарпаття за регресійними залежностями	323

ВСТУП

В умовах сучасних змін клімату як в Україні, так в світі в цілому суттєво підвищується ймовірність настання екстремальних протилежних за водністю гідрологічних явищ - паводків і посух.

За даними Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), за останнє десятиріччя в світі було зареєстровано рекордно велику кількість стихійних катастроф від яких потерпіло біля 2,7 млрд. чоловік, тобто більше третини населення планети. На жаль, Україна також стає одним зі світових лідерів по кількості жертв від стихійних явищ. Згідно з рейтингом CRED в 2008 р. наша країна зайняла дев'яте місце в цьому списку внаслідок паводку, коли постраждало близько 225 тис. і загинуло 38 чоловік.

Найбільша повторюваність небезпечних природних явищ для території України, за даними CRED, відповідає паводкам - 51,9%, найменша - характерна для посух. З іншого боку, за ймовірним розподілом економічних втрат найбільші втрати очікуються внаслідок посух (50,5%), а на другому місці з доволі великим відсотком (39,4%) залишаються паводки.

Відповідно до Глобальної доповіді про оцінку небезпеки стихійних лих 2015 року (GAR-2015), в якості розрахункової величини втрат використовується поняття середній річний збиток (AAL). Він представляє очікувані збитки на рік, пов'язані з виникненням майбутніх небезпек на основі даних тривалих спостережень. За результатами ймовірнісної оцінки збитків від небезпечних природних явищ за показником AAL для України в якості основних небезпек виділено землетруси та паводки, причому величина збитків від паводків становить 99,3% від загальної величини й обчислюється більше чим в 1 млн. доларів США.

Отже дослідження небезпечних природних явищ, яким присвячена монографія, є найбільш актуальним для території України з точки зору ймовірних ризиків та величини економічних втрат.

Перш за все, представлене дослідження було спрямовано на розв'язання важливої прикладної задачі - розробки науково-методичної бази по розрахунках характеристик паводкового стоку річок гірських регіонів України, яка ґрунтується на сучасних наукових досягненнях в області теоретичної і прикладної гідрології, які не мають аналогів в інших країнах.

Науково-методична база в галузі розрахунку характеристик максимального стоку у зарубіжних країнах головним чином ґрунтується на узагальненні експериментальних матеріалів спостережень з використанням теоретичних моделей, заснованих на геометричній схематизації гідрографів стоку паводків і водопіль. Принципово новим у моделі, запропонованій авторами даного дослідження, є відокремлення факторів

формування і трансформації паводкового стоку на схилах і в русловій мережі. Обґрунтовані підходи до просторового узагальнення розрахункових параметрів. Стосовно невимірюваних характеристик паводків, розроблена і доведена до практичного застосування методика чисельного вирішення задачі.

Наряду с обґрунтуванням методики для визначення розрахункових характеристик визначних паводків, у виконаному дослідженні представлене моделювання гідрологічних посух, яке ґрунтується на використанні індексів посушливості, зокрема, стандартизованого індексу опадів-евапотранспірації, який є чутливим до змін температурного режиму досліджуваних територій. Надійність відтворення процесів посухи забезпечується шляхом використання для розрахунку індексів посушливості даних ре-аналізу полів метеорологічних величин високої роздільної здатності та матеріалів кліматичних моделей. Вперше відтворені часові ряди індексів посушливості для гірських територій України з визначенням періодичності виникнення гідрологічних посух та періодів зволоження в порівнянні з екстремальними гідрологічними подіями.

Перший розділ монографії присвячений аналізу умов формування катастрофічних паводків в гірських регіонах України – Карпатах та Криму.

Аналітичний огляд сучасного стану в області розрахунку максимального стоку гірських річок наведений у другому розділі.

В третьому розділі представлені результати статистичного аналізу часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку дощових паводків на річках Українських Карпат та паводків різного походження (дощових та тало-дощових) на річках Гірського Криму.

В четвертому розділі обґрунтовано характеристики схилового припливу під час проходження паводків на гірських річках України.

П'ятий розділ присвячений нормуванню параметрів розрахункової методики для визначення максимального стоку паводків теплого періоду для гірських територій України.

Умови формування мінімального стоку річок та гідрологічних посух у гірських регіонах України ретельно досліджені у шостому розділі.

У сьомому розділі виконано аналітичний огляд сучасної наукової літератури в галузі досліджень гідрологічних посух та індексів посушливості.

Результати кліматичного моделювання та прогностичний розподіл посух в гірських регіонах України, а також науково-методичні підходи щодо можливості використання індексів посушливості при розрахунках мінімального стоку представлені в восьмому розділі

Автори висловлюють свою подяку О.Д. Соколенко за допомогу при підготовці рукопису до друку та його редагування.

РОЗДІЛ 1

УМОВИ ФОРМУВАННЯ КАТАСТРОФІЧНИХ ПАВОДКІВ В ГІРСЬКИХ РЕГІОНАХ УКРАЇНИ

Повені супроводжують людське суспільство з якнайдавніших часів. До наших днів дійшли відомості про катастрофічну повінь на р. Хуанхе в 2297 р. до н.е. та на р. Ніл, яка мала місце приблизно 3 тис. років тому. В більшості районів земної кулі повені спричиняються тривалими інтенсивними дощами і зливами в результаті проходження циклонів. Зливові паводки - найбільш поширений тип повеней, вони можливі повсюдно, навіть в напівпустелях і пустелях, за винятком Арктики й Антарктиди. Повені найбільш часті й сильні між 40° півн.ш. і 40° півд.ш., у районах з мусонним кліматом.

За розмірами й масштабами збитків, Р.А. Нежиховський [1] поділяє повені на:

- *Низькі (малі).* Вони спостерігаються на рівнинних річках. Охоплюють невеликі прибережні території. Затопляється менше 10 % сільськогосподарських угідь. Майже не порушують ритму життя населення. Повторюваність їх 1 раз у 5-10 років.
- *Високі.* Завдають відчутних матеріальних і моральних збитків, охоплюють порівняно великі земельні ділянки річкових долин, затоплюють до 10-15 % сільськогосподарських угідь. Істотно порушують господарський і побутовий устрій населення. Призводять до часткової евакуації людей. Повторюваність 1 раз у 10-25 років.
- *Визначні.* Завдають великих матеріальних збитків, охоплюючи цілі річкові басейни. Затоплюють до 50-70% сільськогосподарських угідь, деякі населені пункти. Паралізують господарську діяльність і значно порушують побутовий устрій населення. Призводять до необхідності масової евакуації населення і матеріальних цінностей із зони затоплення і захисту найбільш важливих господарських об'єктів. Повторюваність 1 раз у 50-100 років.
- *Катастрофічні.* Завдають величезних матеріальних збитків і призводять до загибелі людей, охоплюючи величезні території в межах однієї або декількох річкових систем. Затоплюється більше 70% сільськогосподарських угідь, велика кількість населених пунктів, промислових підприємств й інженерних комунікацій. Майже повністю паралізується господарська і виробнича діяльність, тимчасово змінюється життєвий устрій населення. Повторюваність 1 раз у 100-200 років.

Якщо розглянути територію України, то протягом XX сторіччя і на початку XXI наша країна також неодноразово потерпала від наслідків повеней різного походження. За даними Українського Гідрометцентру, до катастрофічних можна віднести такі:

- *1911 рік (8-9 липня)* - в басейнах річок Дністер, Прут і Сірет від зливових дощів сформувалися паводки, які на ділянці р. Прут (нижче від впадіння р. Черемош) і на передгірних ділянках р. Сірет були найбільшими за весь період наявних спостережень.
- *1927 рік (30-31 серпня)* - паводок в басейнах річок Дністер і Прут призвів до підтоплення 10 міст і багатьох сіл, зруйновані дороги, мости й ін.
- *1931 рік* - надзвичайно високе весняне водопілля в басейні річки Дніпро. Його рівні перевищили всі раніше відомі водопілля і паводки, починаючи з XVIII століття. Завдані великі збитки населенню.
- *1941 рік (1-2 вересня)* - надзвичайний паводок в басейні річки Дністер призвів до значних руйнувань.
- *1947 рік (кінець грудня)* - сильні потеплення й інтенсивні дощі призвели до формування катастрофічного паводка в Закарпатті. Паводком завдана значна шкода населенню сіл і міст. Зруйновано більше 35 залізничних мостів, розмиті захисні греблі в містах Вилок, Хуст, залізничне полотно, змиті родючі землі, загинули посіви озимих культур. Спостерігалися селі, обвали, зсуви ґрунтів.
- *1957 рік (12-13 червня)* - в Передкарпатті катастрофічна за наслідками злива зумовила формування паводка, наслідком якого став величезний матеріальний збиток: розмито залізничне полотно, затоплені села, знесені господарські споруди, на великих площах пошкоджені й знищені посіви сільськогосподарських культур.
- *1970 рік* - весняне водопілля - великий підйом рівня води і затоплення територій спостерігалися в басейні річки Дніпро, у тому числі на притоках Десна й Прип'ять. Завдані істотні збитки населенню і господарствам Київської, Чернігівської, Житомирської, Рівненської та Сумської областей.
- *1980 рік (липень)* - катастрофічний паводок сформувався значними опадами в басейні річок Закарпаття, а саме: Дністра, Прута, Серета. Завдані колосальні збитки населенню і народному господарству цих районів.
- *1998 рік (3-5 листопада)* - катастрофічний паводок в Закарпатті, внаслідок якого підтоплено більше ніж 40 тисяч будинків, приблизно 2 тисячі зруйновано повністю. Зруйновані й пошкоджені водозахисні греблі, автомобільні дороги, мости, залізниця.
- *2001 рік (4-9 березня)* - катастрофічний паводок на території Закарпатської області. За три дні випало дві норми місячних опадів, рівні води на деяких річках перевищили на 1,5-2 м рівні паводка 1998 р. Паводок спричинив величезні руйнування, загинуло 9 людей.

- 2008 рік (22-27 липня) - катастрофічний паводок в шести західних областях України, підтоплено 20 тисяч будинків, 2020 км доріг, 7 тис.га сільгоспугідь, постраждали сотні мостів, загинуло 13 людей.

На рис. 1.1 представлений розподіл територією України катастрофічних паводків і водопіль. Аналізуючи розподіл цих явищ по території нашої країни, можна бачити, що, природно, найбільша кількість руйнівних паводків припадає на найбільш паводконебезпечний район – Українські Карпати. Отже катастрофічні паводки в Карпатах є характерною рисою гідрологічного режиму річок цієї території. Вони повторюються майже через кожні 10 - 15 років і затоплюють значні території, завдаючи природі й народному господарству та населенню величезних втрат.

Стосовно рівнинної території України, то тут можуть спостерігатися визначні та катастрофічні водопілля. Ці явища не такі часті, як паводки (за ХХ сторіччя таких водопіль тільки два – в 1931 і 1970 роках), але вони охоплюють величезні території і можуть також призводити до суттєвих втрат як у народному господарстві, так і, на жаль, до людських.

У сучасному електронному атласі, підготовленому Інститутом географії НАН України [2], наводиться карта розподілу небезпечних гідрологічних явищ, які спостерігалися внаслідок проходження максимальних рівнів і витрат води на річках України (рис. 1.2). Як видно з цієї карти, паводки на річках України також можуть перевищувати водопілля в Карпатах, на півдні та в Криму [3; 4].

1.1 Визначні паводки на річках карпатського регіону

Відомості про визначні паводки в Карпатах досить численні і більш-менш систематизовані у цілому ряді періодичних видань в області гідрології.

Перші відомості про визначні паводки на річках Карпат відносяться ще до 1164 року [5]. В Іпатіївському літописі наводяться відомості про паводок, що спостерігався в 1164 році на р. Дністер біля м. Галич. Тоді в результаті дуже сильного дощу вода протягом доби вийшла з берегів, затопила луки і дійшла до Вікового болота. При цьому відзначені великі людські жертви.

У 1668 році в Карпатах і Передкарпатті спостерігався настільки високий паводок, що води річок Дністер і Стрв'яж злилися, а всі лани покритися водою. У 1700 році на р. Дністер коло м. Самбір паводок був настільки високий, що тонули люди, худоба.

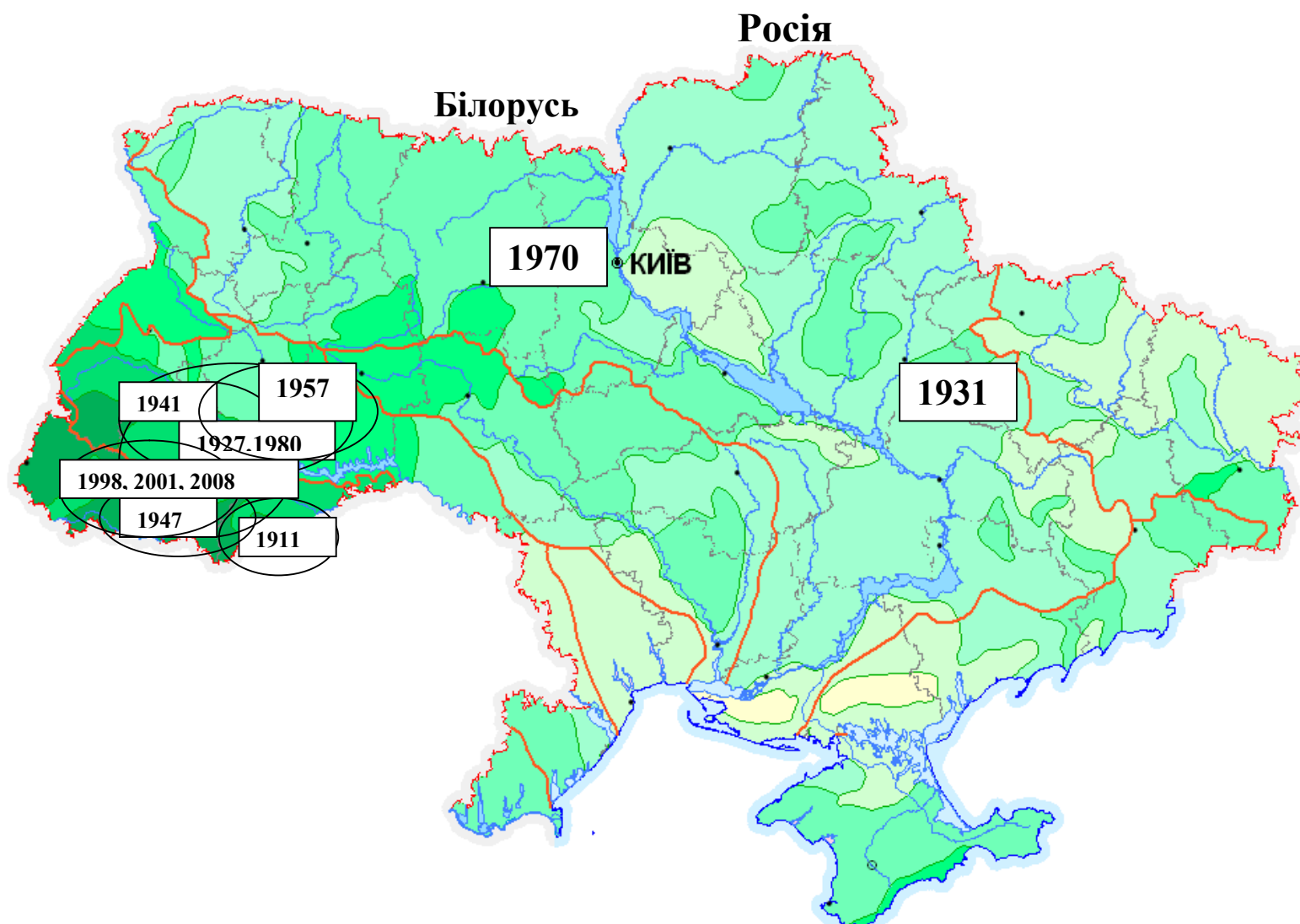
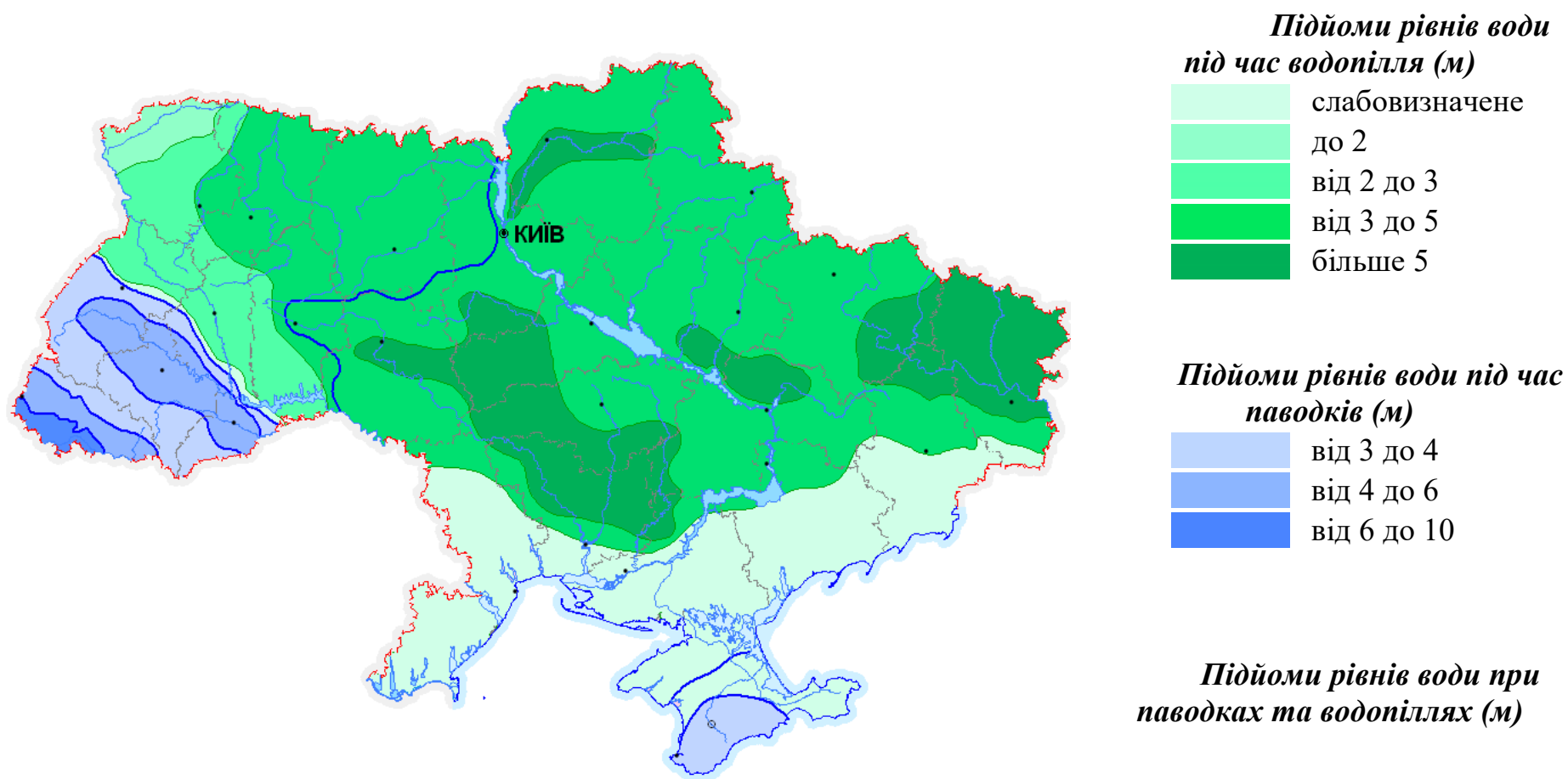


Рис. 1.1 – Розподіл територією України катастрофічних паводків і водопіль [3]



- зона найбільшої небезпеки від дощових і тало-дощових паводків
- 3 найбільші зафіксовані підйоми рівнів води порівняно з меженими позначками при паводках
- 2 найбільші зафіксовані підйоми рівнів води порівняно з меженими позначками при водопіллі

Рис. 1.2 – Максимальний стік на річках України [3]

Дощ 30-31/VIII 1927 року охопив інтенсивними опадами північні, північно-східні й східні схили Карпат - водозбори річок Дністер і Прут. Зливовому дощу передували малоінтенсивні опади, що почалися ще 25/VIII (з перервами). Опади під час катастрофічної зливи в Карпатах і Передкарпатті досягали величин: Нижанковичі – 232 мм, Березнянка – 280 мм, Вранцени – 316 мм. Зливові води ринули з гір у низини і затопили розташовані там села й міста. Залізничний міст під м. Самбір і декілька шосейних мостів були знищені. Розлив Тисьмениці заподіяв величезні ушкодження в м. Борислав; декілька будинків у м. Миколаїв (на Дністрі) і близько 30 садіб у с. Розвадове були знищені. Вода залила значну частину м. Стрий; на деяких вулицях глибина води доходила до 1 м. Великі нещастя відзначені також і на інших гірських річках, притоках Дністра - Свічі, Лімниці, Бистриці й ін. Найбільш катастрофічними виявилися наслідки паводка на р. Черемош.

Потоки зливової води по гірських схилах змивали ґрунтовий покрив, зносили вивітрені скелі й дерева з коріннями в річки [6].

Зливовий дощ 1-2/IX 1841 року спричинив паводок, вищий від всіх попередніх, у верхній і середній частинах р. Дністер, у тому числі й від описаного вище паводка 1927 року. Центр зливи припав на район м. Заліщики. Опади тривали протягом двох діб.

Наприкінці грудня 1947 року у Закарпатті настало різке потепління, яке супроводжувалося інтенсивними дощами зливового характеру. Зокрема, у басейні р. Тересви у с. Дубове 29/XII зареєстрований добовий максимум - 107,1 мм. Рідкі опади при температурі повітря 10-12°C випадали на сніговий покрив висотою 40-60 см і більше. Максимальна кількість опадів за період з 25 по 30/XII випала в басейнах річок Тиса і Тересва і досягла 100-315 мм. Паводки, винятково високі і динамічні, спостерігалися на всіх річках південно-західного схилу Українських Карпат [7]. Паводком на р. Тиса між смт Вилок і м. Тячів знесено два залізничних мости довжиною понад 100 м і багато невеликих. У м. Хуст розмита дамба і частина міста затоплена. Усього протягом доби було знесено 33 залізничних мости. Залізничне сполучення було припинене майже на півтора місяця. На Румунській території зсувами, обвалами і селевими потоками в багатьох місцях була зруйнована залізнична лінія Требушани-Сегет і багато житлових і господарських будівель - у прибережних селах.

Дуже інтенсивні зливи і сформовані ними паводки на водозборах річок Стрий, Свіча, Лімниця, а також у басейнах річок Уж і Латориця відмічалися 17/VII 1948 року. Причому, цим зливам передували майже щоденні опади, починаючи з 6/VII. Найбільш зрошеною частиною території виявилися північні схили Карпат і Передкарпаття, де на площі близько 2250 км² випало більше ніж 100 мм опадів.

Дуже багатоводним був 1955 рік. По дощоміру в б. Кицманської МТС 11/VII було зареєстровано 145 мм опадів. Дощ охопив водозбори річок Дністер і Прут (від м. Львів до м. Чернівці) і від м. Івано-Франківськ до м. Тернопіль. Дощ мав два центри з замкнутими ізогістами 100 мм (на захід від м. Тернопіль) і 120 мм (північніше від м. Чернівці). На річках Сірет, Стрипа і Жванчик сформувалися визначні паводки із максимальними витратами, найбільшими за період спостережень. У тому ж році (30/VII) мав місце повторний катастрофічно високий паводок у районі Карпат і Передкарпаття. Сумарна кількість опадів у цей день зареєстрована на метеостанціях: Бистриця – 126 мм, Снятин – 98 мм, Коломия – 88 мм, Яремча – 75,2 мм, Ворохта – 64,9 мм, Надвірна – 58,2 мм. 10/VIII 1955 року значні опади зареєстровані в районі Карпат (Бистриця – 119 мм, Устеріки – 101 мм, Ворохта – 94 мм, Яремча-89,1 мм) і на Волино-Подільській височині (Нова Ушиця – 83,5 мм). Основний центр дощу розмістився в східній частині Карпат, другий, трохи менший - над лівими притоками Дністра і третій - у басейні Південного Бугу. Часті опади в липні і серпні 1955 року в Карпатах і Передкарпатті спричинили перезволоження і заболочування мінеральних земель у Передкарпатті, в результаті чого велика частина сільськогосподарських культур вимокла.

Виняткова по силі і катастрофічна за наслідками злива пройшла в ніч з 12 на 13/VI 1957 року у Передкарпатті і частково в Карпатах. Найбільша кількість опадів за зливу зареєстрована в Передкарпатті (с. Підмихайля – 296 мм, с. Підгайці – 281,6 мм, с. Перевозець – 159 мм, Калуська держсортоділянка – 157 мм, м. Долина – 148,7 мм, с. Томашівці – 140 мм, м. Галич – 114,4 мм, с. Задарів – 104 мм, с. Спас – 103 мм). Злива неширокою смугою зросила річкові водозбори притоків р. Дністер (від м. Івано-Франківськ до м. Тернопіль). Катастрофічно високі паводки сформувалися на річках Коропець, Лужанка, Лімниця, Луква, Свіча та ін. Була зруйнована залізнична лінія, затоплені села, знесені господарські будівлі, ушкоджені або знищені посіви на великих площах.

На початку другої декади грудня в Українських Карпатах, у західній частині й особливо в Закарпатті, відбулося різке потепління (до 8-14 °С), прогрімилі грози і випали опади, що супроводжувалися ураганим вітром.

Винятково сильні буреломні вітри з опадами спостерігалися з 13 по 15/XII (Подобовець – 135 мм, Пилипець – 135 мм, Маточів – 122 мм, Буковець – 121 мм, Сопки – 114 мм, Лозянське – 112 мм, Заломієвко – 107 мм, Ізки – 106 мм, Підполоззя – 100 мм). Запас води в снігу підчас випадіння дощових опадів становив: у басейні р. Уж – 17 мм, Латориці – 22 мм, Ріки – 48 мм, а в цілому по басейну р. Тиса – 37 мм. Визначні паводки змішаного походження сформувалися на річках Уж, Латориця, Ріка, Тересва, Терєбля та ін. Паводки відзначалися також на річках у верхній частині басейну р. Прут і правих притоках р. Дністер, куди також

поширилися теплі повітряні маси, супроводжувані випадінням рідких опадів.

Катастрофічні дощові і селеві паводки на річках північно-східних Карпат, у басейнах річок Лімниця, Бистриця Солотвинська, Бистриця Надвірнянська і Прут сформувалися в липні і серпні 1964 року. В ніч з 2 на 3/VII в Івано-Франківській області зафіксовані такі шари опадів: на території Хрипелівського лісництва – 168 мм, Яремчі – 92,2 мм, Бистриці – 88,9 мм, Перечинське – 96,8 мм, Коломії – 63,9 мм, Долини – 54,8 мм. На річці Бистриця катастрофічним паводком були знесені всі мости [8].

Великий збиток від вітровалів, дощових і снігових паводків був нанесений також сільському господарству, нафтовій і газовій промисловостям Передкарпаття.

У червні 1969 року високі паводки пройшли на водотоках Львівської, Івано-Франківської, Чернівецької і частково Закарпатської областей. Зливові дощі відзначалися майже у всіх районах Прикарпаття. Протягом 24 годин випало 150-250 мм опадів. Рівень води на Дністрі і його притоках піднявся на 4,0-7,5 м відносно меженного.

Значний паводок у травні 1970 року на р. Тиса був зумовлений одночасним випаданням опадів на території Румунії й Закарпаття. Дощі охопили площу близько 50 тис.км². Протягом 48 годин випало 100-150 мм опадів, а місцями – ще більша кількість. У формуванні цього паводка були талі води, завдяки інтенсивному сходу снігового покриву в горах [9].

Паводок у басейнах річок Тиса і Дністер, спричинений дощовими опадами в період з 22 по 26 липня 1980 р. За цей час у Турці випало 91 мм, Рибнику – 302 мм, Новому Кропивнику – 340 мм. У Закарпатті рекордні опади зареєстровані на території Закарпатської воднобалансової станції - у пунктах Верхній Студений – 266 мм, Ляхівець – 241 мм, Подобовець – 251 мм і Пилипець – 235 мм. Добовий максимум досягав 100 мм (у районі Славського і Дрогобича). На річках Уж, Латориця і Ріка спостерігалися декілька піків паводка, а найбільш значний – 22-23/VII. У верхів'ях Дністра максимальні витрати води перевищили спостережені за 100 років. Їхню повторюваність оцінюють меншою ніж 1%.

Катастрофічна дощова повинь руйнівної сили, яка сформувалася в період з 4 по 8 листопада 1998 року на сприятливому гідрометеорологічному підґрунті, за своїми характеристиками та величиною завданих збитків досягла, а в деяких пунктах і перевищила усі попередні повені за період спостережень. Літньо-осінній сезон на Закарпатті був дощовим. За даними спостережень усіх, без винятку, метеорологічних станцій, щомісячна кількість опадів перевищувала норму. А за серпень-жовтень випало від 1,3 до 1,5 норми опадів. Сумарна кількість опадів, за даними метеорологічних станцій та гідрологічних постів Держкомгідромету, 4-5 листопада становила 45-75 мм, в окремих пунктах басейнів Латориці, Боржави, Тересви, Тиси – 90-120 мм, у верхів'ї

Ріки – 207 мм. Добові суми опадів сягали місячної норми, а в деяких пунктах в листопаді становили 1,5 норми. Підвищення рівнів води розпочалося 4 листопада на фоні попереднього дощового паводка, який сформувався на річках Закарпаття наприкінці жовтня. Порівняно з рівнями води на початку листопадового паводка, загальне їх підвищення в створах гідрологічних постів досягало 1,7 - 3,6 м на Тисі поблизу Тячева та Вилока, Латориці (поблизу Мукачева) – 4,1 - 6,1 м. Рівні води в 13 створах перевищили історичні максимуми. По всій території області на малих річках і водотоках (струмках) у населених пунктах формувались значні місцевий стоки, які спричинили затоплення понижених місць. За спостереженнями постів гідрологічної мережі, історичні максимуми були досягнуті чи перевищені в 17 створах. Характерною рисою листопадового паводка 1998 року було те, що він спостерігався на більшості річок, тоді як раніше – на окремих притоках Тиси – (у східній чи західній частинах Закарпаття). Подібні паводки в цьому регіоні відзначалися і раніше, наприклад, у 1882, 1902, 1925, 1931, 1941 рр. [9].

Аналізуючи хід розвитку паводка 4-9 березня 2001р., можна відзначити, що основним гідрометеорологічним чинником його як природного явища є надзвичайна кількість опадів і режим їх випадіння.

3-5 березня дуже сильними, тривалими та інтенсивними дощами було охоплене все Закарпаття. Випало 110-296 мм дощу (лише в середній та нижній течії Тиси і Латориці, пониззі Боржави, в басейні Ужа – 44-95 мм), що відповідає 15-20 % від річної норми. Порівняно з 3-5 листопада 1998р., опади на початку березня були більшими практично по всій території на 23-90 мм, за винятком басейнів Ужа, пониззя Латориці й Тиси, де вони були схожими (рис. 1.3) [10].

В результаті інтенсивного підвищення температури повітря 3-4 березня відбулося танення снігу, яке додало ще близько 20-40 мм води до загальної суми опадів, що відрізняє цей паводок від листопадового, коли снігова складова була практично відсутня.

Відповідно до розподілу опадів в часі й по території паводок 4-9 березня мав декілька періодів зростання рівнів. Протягом дня 4 березня сформувалися перші максимуми, які загалом були високими, але нижчими від історичних. Продовження сильних дощів (15-30 мм) 5 березня зумовило повторне зростання рівнів на фоні високої поточної водності річок. У другій половині дня 5 березня на більшості річок сформувалися найвищі за паводок максимуми (на нижніх ділянках Тиси, Латориці та Боржави – 6-го, Тиси біля Чопа – 9 березня за рахунок більш тривалих строків добігання паводкових хвиль).

З 6 березня на переважній більшості річок розпочався спад (на Тисі біля Чопа – з 9 березня). Упродовж 6-9 березня дуже складною була ситуація біля м. Чоп, де за прогнозом очікувалось формування максимуму рівня води вищого за історичний і близького до відмітки гребня дамби.

Опади, мм

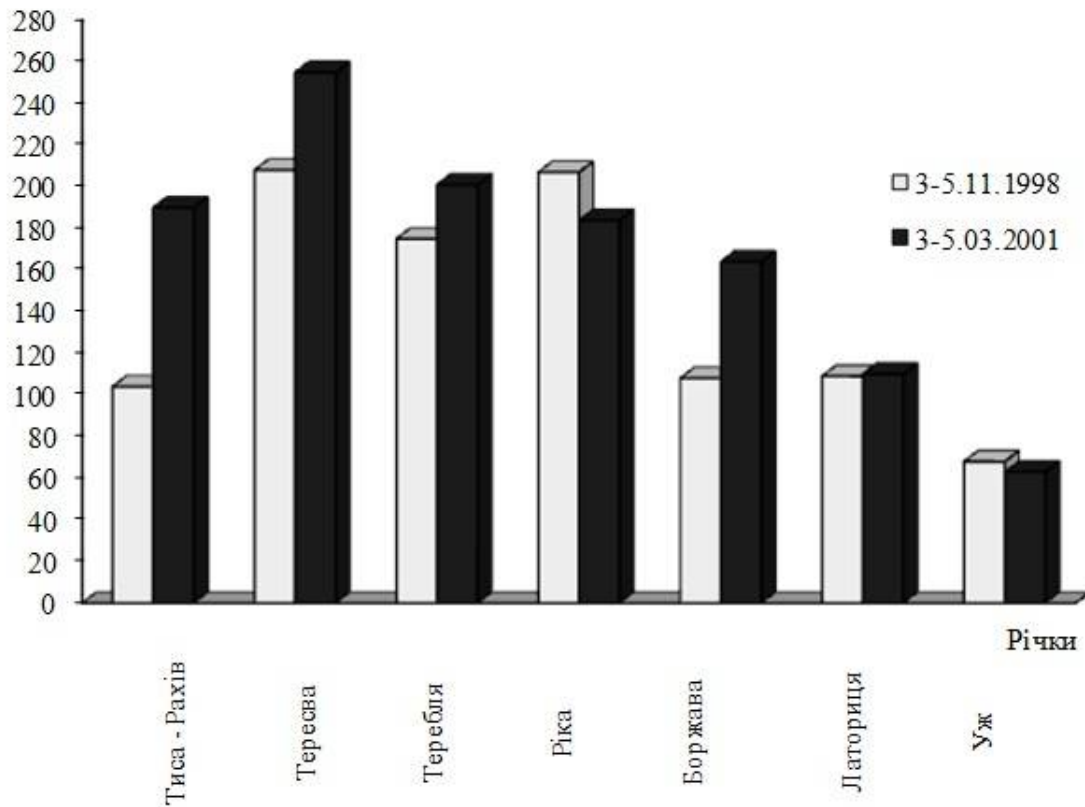


Рис. 1.3 – Порівняння сум опадів за паводки листопада 1998 р. і березня 2001 р. у верхів'ях річок [10]

Прорив правосторонньої дамби на угорській території призвів до зниження рівнів на ділянці Вашарошнамень-Чоп. Це знизило можливий максимум паводка біля Чопа на 50-70 см, вода не досягла гребеня дамби, проте, він виявився на 19 см вищими від історичного максимуму 1998 року.

За оперативними даними, максимумами березневого паводка в створах 9 гідрологічних постів (г/п) на 16-38 см перевищили історичні рівні води листопадового паводка 1998 року (в створі г/п Рахів – на 75 см), а саме біля г/п: Рахів, Великий Бичків, Тячів, Хуст, Чоп (рр. Тиса, Латориця), Усть-Чорна, Колочава, Косівська Поляна. Підйоми рівнів води супроводжувалися значним затопленням заплави і перевищенням небезпечних відміток затоплення. Порівняно з рівнями води перед початком паводка (3 березня) загальні підйоми дорівнювали: на Тисі – 4,3-8,55 м (біля Чопа 9,5 м), на Чорній Тисі, Білій Тисі, в басейні Ужа – 1,4-3,4 м, в басейнах решти річок – 2,0-4,0 м (на Боржаві біля Шаланок 6...4 м, на Латориці біля Чопа 4,9 м). Порівняно з листопадом 1998 р. амплітуда підйому на Тисі була в середньому більшою на 1 метр.

Синоптична та гідрологічна ситуація після проходження максимумів значно відрізнялася від листопадової 1998 р. Тоді, як у листопаді в післяпаводковий період, встановився переважно антициклонічний режим погоди, вже через 5 - 10 днів після проходження максимуму рівні води повернулися в русло, то набагато складнішою і несприятливою для ліквідації наслідків стихії була обстановка у березні поточного року. Атмосферні фронти із заходу зумовлювали помірні та сильні дощі і відповідно повторне зростання рівнів з виходом води на заплаву, утримання рівнів на високих позначках, особливо в нижніх течіях річок.

Наслідки паводка можна поділити на два види в залежності від просторового й часового прояву: спричинені природними значними підйомами води (верхів'я, середні течії притоків Тиси, Латориці, Ужа, верхів'я самої Тиси) та обумовлені проходженням паводка в межах одамбованих територій (понижся притоків та сама течія Тиси, понижся Ужа і Латориці) і на низовині області з розгалуженою системою меліоративних каналів. Саме на низовині в результаті переливів води через дамби, їх проривів (особливо на угорській території) затопленими тривалий час були значні території, а утримання високої водності в пониженнях річок упродовж березня ускладнювало нормалізацію ситуації та виконання відновлювальних робіт.

Причиною катастрофічного паводка, який стався 22-27 липня 2008 року в шести західних областях України, була надмірна кількість опадів, накладання піків водності річок, підсиленої антропогенними факторами. За даними спостережень метеостанцій і постів обласних центрів, їх оперативних зведень, протягом 22-27 липня в гірських районах відзначалися дуже складні погодні умови. Циклон, що перемістився з Балкан на Карпатський регіон, зумовив дуже сильні дощі по всій території. Циклон був блокований Азорським і Сибірським антициклонами, що зумовило їх стаціонарування. Надходження в тил циклону холодного повітря з півночі та винесення теплого, насиченого вологою повітря з Середземного і Чорного морів, разом з особливостями орографії, сприяло загостренню процесу і випаданню інтенсивних опадів. В Івано-Франківській області протягом 22-27 липня спостерігалися дуже великі опади – 161-351 мм, що в 1,6-2,4 перевищувало місячну норму, та формування катастрофічного дощового паводка на річках басейнів Дністра і Прута. В Івано-Франківську випало 161 мм опадів; в Долині – 250 мм; Коломії – 210 мм; Яремчі – 351 мм і Пожежевській – 282 мм опадів. Місцями відзначалися локальні зливи інтенсивністю 270-300 мм за 5-12 годин. За значеннями максимальних рівнів води паводок 22-27 липня наблизився до історичного, який спостерігався в червні 1969 року і сягав 10,38 метра над нулем поста [11].

1.2 Паводковий стік річок Гірського Криму

Найбільш багатоводні кримські річки - Бельбек, Чорна і Біюк-Карасу та Салгир. Гідрографічна мережа розвинена вкрай нерівномірно; тут можна знайти значні простори, які не мають постійно діючих водотоків, в інших районах малі річки і струмки – дуже часті. Якщо враховувати всі річки і тимчасові водотоки, то середній коефіцієнт густоти річкової мережі для всієї території становитиме 0,22 км/км².

Найбільшого розвитку річкова мережа досягає на висотах 600-1100 м абс., де зосереджена основна маса джерел, що дають початок струмкам і річкам. Густота річкової мережі становить тут 0,7 км/км².

За своїм водним режимом, згідно з класифікацією Б.Д. Зайкова [12], річки Криму відносяться до річок з паводковим режимом кримського підтипу. В річному ході рівнів води на річках виділяється два періоди: паводковий, зимово-весняний або холодний (високі рівні води) і меженний літньо-осінній або теплий (низькі рівні води). У паводковий період проходить 80-95 % усього річного стоку.

Одним із головних чинників формування стоку є клімат, а значні форми рельєфу суттєво на нього впливають. Повітряні течії затримуються і відхиляються хребтами, а метеорологічні фронти - деформуються. У вузьких проходах між хребтами змінюється швидкість повітряних течій, виникають місцеві гірнично-долинні вітри. Над різноорієнтованими схилами створюються неоднакові умови нагрівання та охолодження, а тому різні режими температури повітря, ґрунтів. У зв'язку з перетіканням повітряних течій через хребти на навітряних схилах гір, особливо в більш низьких і вузьких сідловинах, перевалах, створюються умови збільшення хмарності та опадів. На підвітряних схилах, навпаки, виникають фени – вітри з більш високою температурою і низькою вологістю повітря. Над нагрітими схилами гір збільшується конвекція повітря і, отже, хмароутворення [13].

Зимово-весняні максимуми утворюються за рахунок сніготанення з одночасним випаданням дощів. В цілому в Криму 80-85% річної суми опадів випадає у вигляді дощу. На частку снігу припадає близько 10%, а змішаних опадів – 5-8%. Найбільш часті дощі взимку, коли через Крим проходять циклони. У весняні місяці (а також восени) безперервний дощ може тривати 20-40 годин. У кожному із зимових місяців майже половина днів буває з дощами чи снігом. Число днів з дощами коливається від 80-130 у степових районах, до 150-170 – в горах. Влітку в Криму спостерігається не більше 5-10 днів з дощами за місяць. Рясні дощі, коли за добу опадів випадає 20 мм і більше, в степових районах і на південно-східному узбережжі бувають 2-4 рази на рік, в передгір'ї і на Південному березі 5-7, на вершинах гір 15-20 (рис. 1.4).

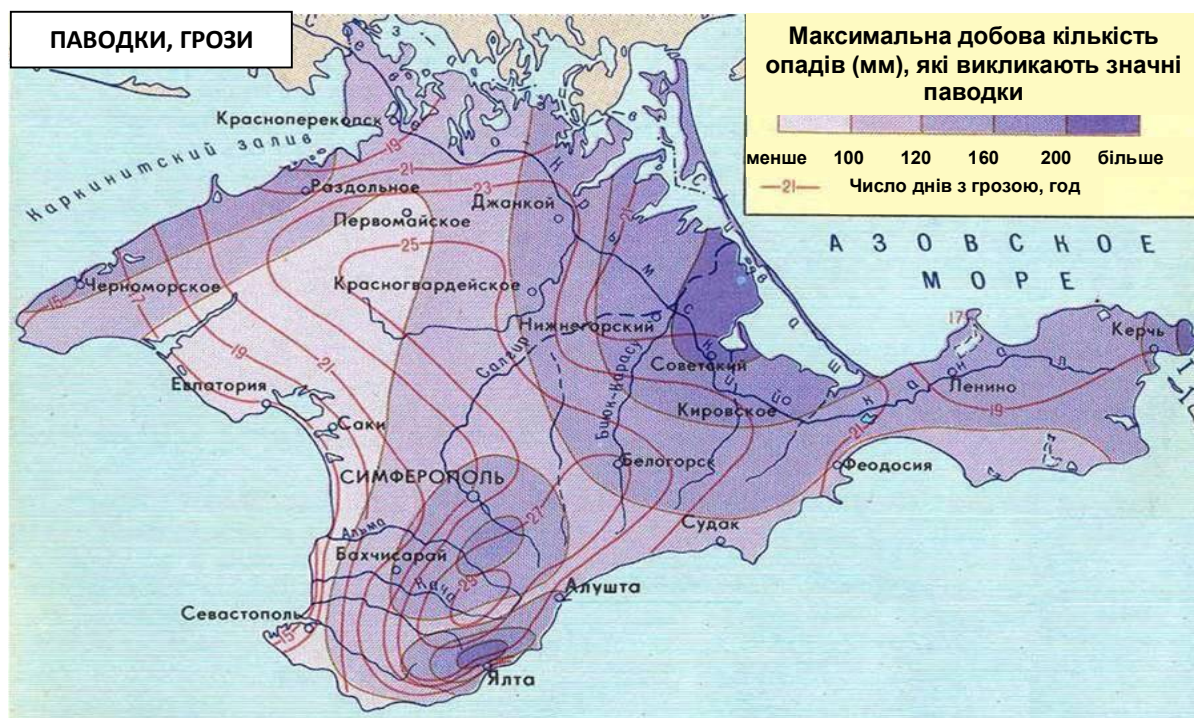


Рис. 1.4 – Максимальна добова кількість опадів, яка спричиняє значні паводки [14]

Сніговий покрив в Криму буває щорічно, але відзначається крайньою нестійкістю, за винятком гірських районів. Для зими характерні чергування відлиг з морозними періодами [12].

У горах сніговий покрив утворюється раніше, вже в другій декаді листопада, в рівнинних і передгірних районах – пізніше (на початку грудня), на Південному березі – в кінці грудня. В окремі роки сніговий покрив може утворитися значно раніше чи пізніше від наведених вище середніх строків. На Південному березі Криму найраніше утворення снігового покриву можливе в кінці жовтня – на початку листопада, найпізніше – в середині січня або лютого.

Стійкий сніговий покрив (тобто такий, який лежить 30 днів і більше з перервами в три дні, або без перерви) щорічно відзначається тільки в горах, на висоті 400-600, зрідка – 200 м. У степових і передгірних районах стійкий сніговий покрив утворюється лише три-чотири рази на десятиліття, а на Південному березі – один раз в 10-20 років. На Південному березі сніг, що випав, зазвичай майже відразу ж тоне.

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

Висота снігового покриву збільшується з моменту його утворення до середини лютого і до цього часу досягає в степовому і передгірному Криму 1-5, на північних схилах Головного гірського пасма і на яйлах – 17-28 см. В окремі роки в Криму можливе утворення снігового покриву

більшої висоти: в степових районах – 15-34, в передгір'ї – 47, на яйлах – 100-150 см. Сніг на Чатир-Дагу, Ангарському перевалі і Ай-Петрі зазвичай спостерігається шаром від 30 см до 1,5 м в січні і може лежати до березня-квітня. Якщо зима була теплою, то живлення підземних вод відбувається більш рівномірно, а якщо холодною, то накопичений за зиму сніг швидко тоне, формуючи бурхливі паводки на річках. Руйнівні дії паводків ще більше посилюються, якщо вони проходять при промерзлому ґрунті.

У формуванні максимальних витрат води в холодний період року важливу роль відіграє експозиція схилів: для північного схилу характерні більш низькі температури повітря, що сприяє значному промерзанню ґрунту і більшому снігонакопиченню.

Все це сприяє збільшенню максимальних витрат води під час відлиг з одночасним випадінням дощів [13].

Враховуючи розподіл річок на групи за фізико-географічними умовами формування поверхневого стоку, внутрішньорічний розподіл стоку по групах річок залежить, головним чином, від живлення річок, які мають змішане живлення: дощове, сніго-дощове та підземне. Дощове живлення є основним, або переважним для всіх річок. Наступне за значущістю - це підземне живлення, наприклад, для річок Біюк-Карасу, Кучук-Карасу, Чорна воно має значний відсоток. Для річок північно-західних схилів Кримських гір велике значення має снігове живлення.

Водний режим річок Гірського Криму в зв'язку з його порівняно невеликою висотою характеризується в цілому досить одноманітними гідрологічними умовами. Значний вплив на формування водного режиму мають тріщинуваті вапняки, які регулюють поверхневий і підземний стік [15]. Тобто територія Кримського півострова характеризується типовим карстовим рельєфом. Опади, що випадають тут, просочуються в товщу Головного гірського пасма, щоб потім по тектонічних розломах у вигляді численних джерел вийти на поверхню землі. Ці джерела живлять майже всі великі річки Криму. Тому в горах на висотах 600 – 1100 м, де багато джерел, і знаходяться витoki більшості кримських річок. Вплив карсту на максимальний стік досить суперечливий. З одного боку, поглинання закарстованими гірськими масивами талих і дощових вод сприяє зниженню максимального стоку, з іншого боку, – у верхів'ях потужних карстових джерел спостерігаються різкі карстові скиди, в результаті чого максимальний стік підвищується [13]. Виходячи з цього, можна відзначити, що карст є причиною перерозподілу водних запасів не тільки по території одного водозбору, але й далеко за його межами. Взимку на кримських яйлах випадає багато снігу, він накопичується у воронках і пониженнях і повільно тоне навесні. Сильна водопроникність вапняків, численні воронки, колодязі, печери карстового походження сприяють просочуванню талих і дощових вод в глиб гірських масивів. На

поверхні водні потоки з'являються вже на схилах гір у вигляді досить рясних джерел.

Крім того, однією з особливостей річок Криму є різка деформація їх русел [15]. Через крутизну схилів річки Кримський гір мають вузькі долини і великі ухили. Внаслідок цього стікання атмосферних опадів відбувається швидко, втрати їх малі, а витрати води в річках – великі. Тут переважають ерозійні процеси. Передгірний рельєф більш пологий, долини річок ширші, ухили помірніші, що сприяє уповільненню стоку і його зменшенню за рахунок випаровування і фільтрації [12].

І нарешті, природний режим більшості річок спотворюється регулюючим впливом штучних водойм, а також забором води на зрошення. У зв'язку з цим відзначаються відмінності у водному режимі для різних водотоків і, навіть, по довжині однієї і тієї ж річки [15].

Істотний вплив на формування поверхневого стоку мають антропогенні фактори, які впливають безпосередньо на саму річку (кількість і якість води в ній) або змінюють умови на водозбірному басейні. Розораність земель у басейнах річок призводить до ерозії ґрунту та замулення русел річок, що в свою чергу, веде до їх заростання. Заасфальтовані території населених пунктів є причиною швидкого стікання поверхневих вод, формування короткочасних катастрофічних паводків і відсутності подальшого підживлення річок, що спричиняє їх пересихання у літній період.

На думку [16], катастрофічність паводків на кримських річках пов'язана з вирубкою лісів. Ліси мають регулюючий вплив на паводки, знижуючи їх інтенсивність і розподіляючи в часі. На розглянутій території можна виділити декілька періодів інтенсивної вирубки лісів. Так, до революції та в період громадянської війни було вирубано третину кримських лісів, сильно постраждав ліс під час Вітчизняної війни і німецької окупації. На сучасному етапі, на жаль, також відзначаються вирубки лісів у зв'язку з активною забудовою схилів.

В цілому, аналіз літературних і довідкових матеріалів [12; 15; 16] показав, що на величину максимального стоку *холодного періоду* річок Криму впливає велика кількість факторів і вона не завжди однозначна. За [13], площа водозборів практично не впливає на величину стоку паводків холодного періоду, так само як і залісеність. Отримані результати дещо суперечать загальноприйнятим уявленням про регулюючий вплив лісу, а також відомому факту редукування максимальних модулів стоку зі збільшенням площі водозборів. Пояснити такий результат можна, з одного боку, впливом карсту, під впливом якого поверхневий і підземний водозбори не збігаються, а також перерозподілом стоку. Тому при однакових площах водозборів може спостерігатися як значно вищий стік, ніж на сусідніх водозборах (зона розвантаження карсту), так і значно нижчий - в зоні живлення карсту.

З іншого боку, відсутність впливу лісу на стік паводків у холодний період року можна, скоріш за все, пояснити особливостями рослинного покриву розглянутої території. В цілому досить численні літературні дані свідчать, що в ялинових лісах зазвичай буває менше снігу, ніж на відкритих місцях. У лісах зі значною часткою листяних порід снігу накопичується більше, ніж у полі. Разом з тим, снігозапаси в лісі значно різняться в залежності від регіональних особливостей і пов'язаних з ними метеорологічних умов. При сильних снігопадах крізь крони дерев надходить більше опадів, ніж при слабких. Сильний вітер сприяє скиданню снігу з крон дерев; в тиху погоду снігозатримання кронами збільшується. При температурах повітря, близьких до 0°C , сніг відкладається на кронах дерев у великій кількості. Сніг, який випав при низьких температурах, як більш дрібний і сухий, легше проникає крізь крони. Найбільш сприятливі умови залягання снігу спостерігаються в листяних лісах, менш сприятливі - в хвойних насадженнях [17]. У Криму, як відомо, спостерігається велика різноманітність всіх видів рослинності – від степової до хвойних і дубових лісів, а їх поєднання призводить до практичної відсутності впливу на максимальний стік річок в холодний період року [13].

Ще один фактор, який може істотно впливати на величину стоку, – висота водозборів. Дійсно, на річках Гірського Криму в холодний період року спостерігається збільшення максимального стоку зі збільшенням середньої висоти водозборів, тобто має місце висотна поясність.

Максимальні витрати річок району в *теплий період* формуються від злив. Максимум для більшості річок спостерігається в літньо-осінній період і для деяких з них може перевищувати зимово-весняний в 2-4 рази (річки Бельбек, Демерджі, Зуя та ін.), однак, є випадки, коли зимові паводки виявлялися вищими, ніж літні (рис. 1.5) [13].

Найбільші річні суми опадів і низькі температури повітря мають місце на вершинах Головного пасма Кримських гір – на яйлах; однак, наявність закарстованих вапняків зумовлює відсутність тривалого поверхневого стоку. Область максимального стоку розташовується в зоні, де сприятливі для формування річкового стоку гідрометеорологічні умови посилюються найбільшим виходом ґрунтових (карстових) вод.

Для ілюстрації водного режиму річок досліджуваної території побудовані гідрографи стоку, де добре виражені паводки теплого періоду на прикладі річок Салгир, Дерекойка, Чорна.

На річці Салгир водний режим характеризується яскраво вираженими паводками протягом року (рис. 1.6), зумовленими літніми та зимовими паводками внаслідок випадання дощів влітку і таненням снігу – навесні.

Річки Дерекойка і Чорна характеризуються вираженими паводками і низькою меженню (рис. 1.7, 1.8), паводки зумовлені випаданням дощів влітку.

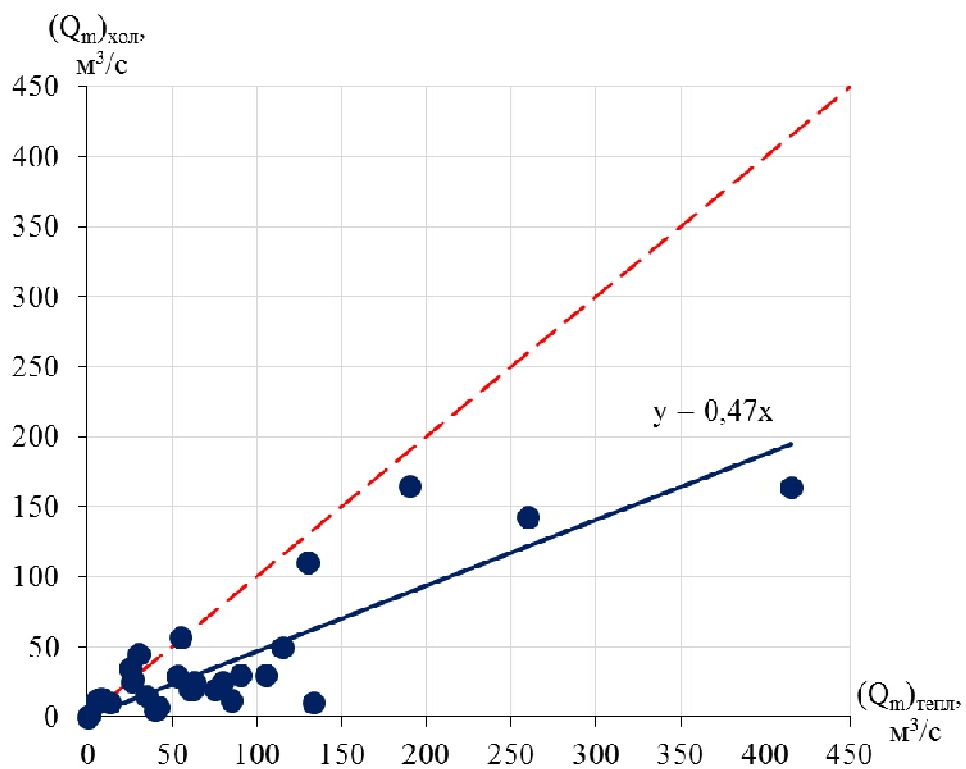


Рис. 1.5 – Порівняння максимальних витрат води паводків теплого (вісь абсцис) та холодного (вісь ординат) періодів року на річках Гірського Криму



Рис. 1.6 - Гідрограф стоку р. Салгир - с. Листв'яне, 1997 р.

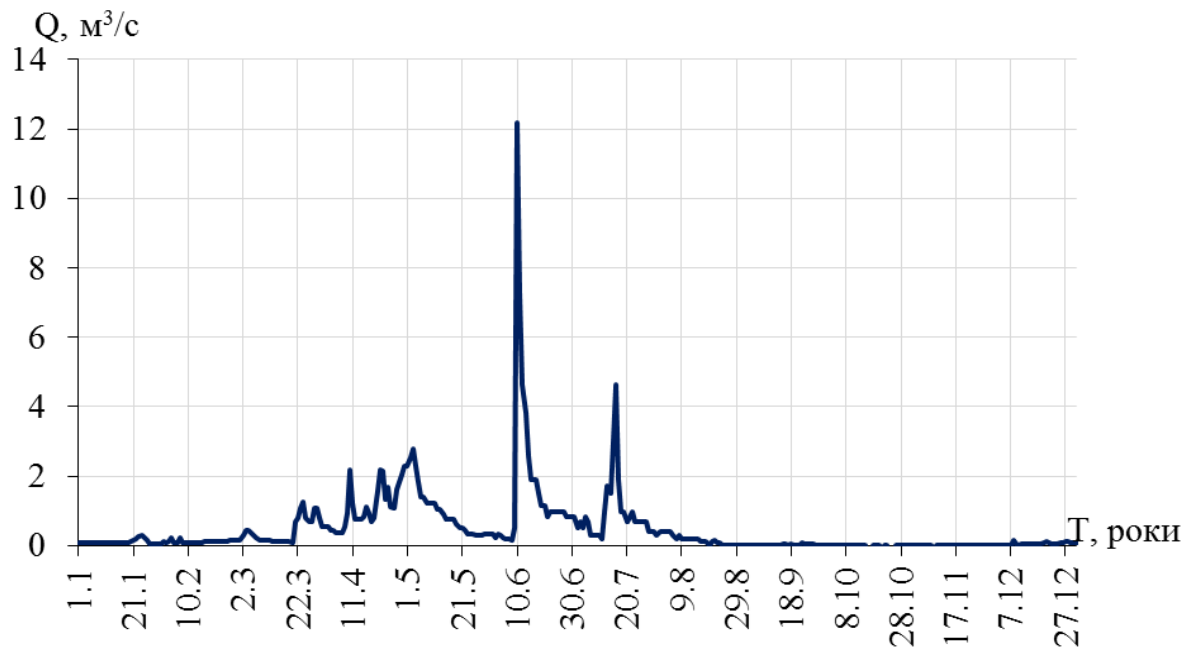


Рис. 1.7 - Гідрограф стоку р. Дерекойка - м. Ялта, 1949 р.

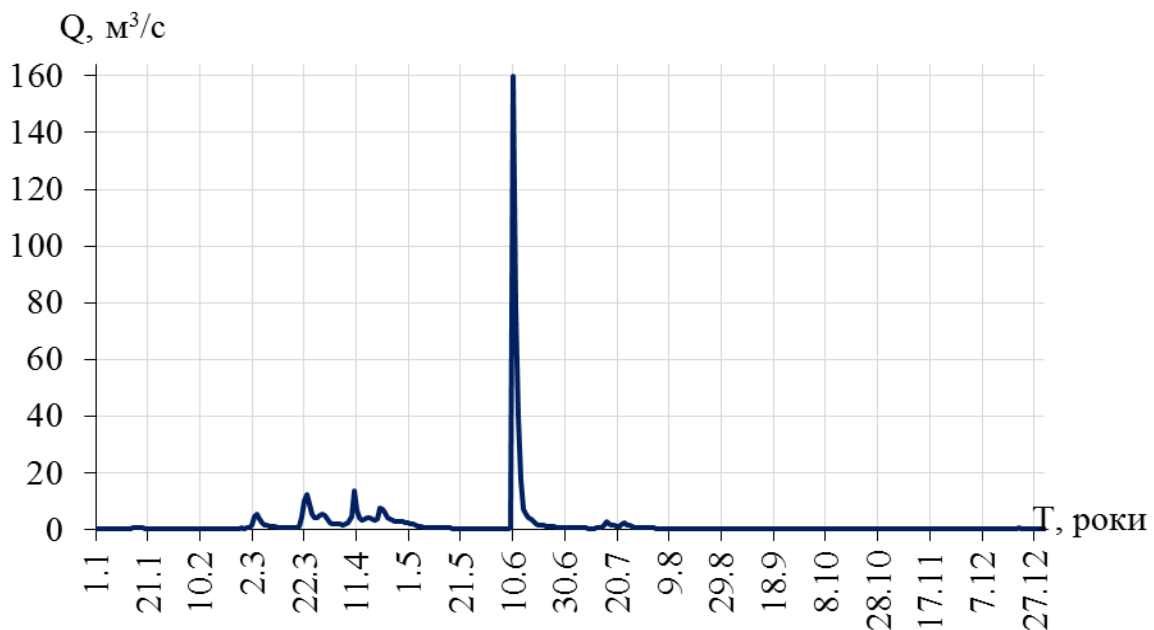
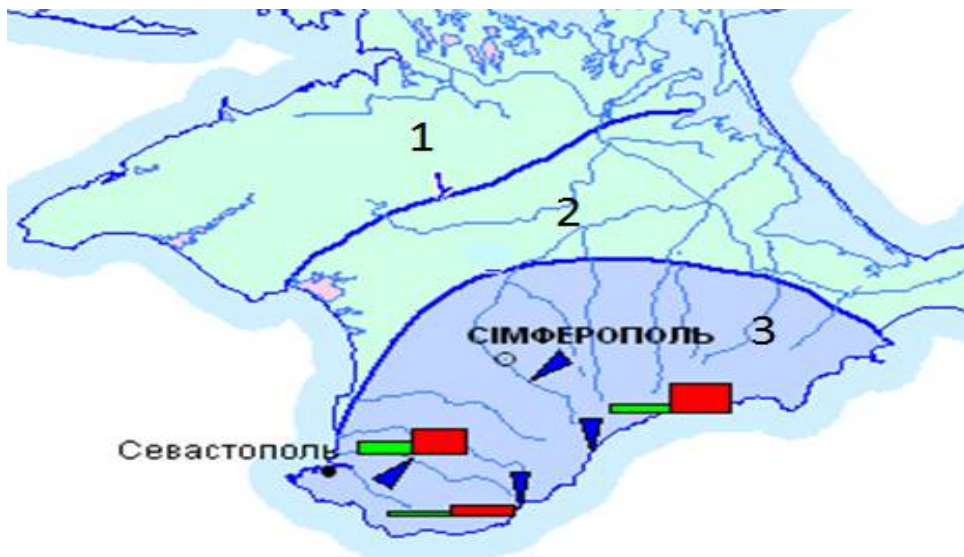


Рис. 1.8 - Гідрограф стоку р. Чорна – у гори Кизил-Кая, 1949 р.

Аналізуючи гідрографи річок різних регіонів Криму, можна відзначити, що паводки теплої періоду року на річках спостерігаються не одночасно. Так, на річках західної частини північного схилу Кримських гір максимальні витрати теплої періоду спостерігаються найчастіше в квітні-липні [18].

На річках південного берега Криму найчастіше – з квітня по серпень, а на річках східної частини північного схилу – навесні. У басейні Салгиру високі рівні проходять зазвичай навесні і в кінці лютого, в березні і квітні.

На малих річках і у верхів'ях великих річок максимальна інтенсивність підйому рівня становить 1-1,5 м/д, на середніх річках (Альма, Кача, Бельбек, Чорна) – досягає в середньому 2,5-3 м/д; в окремі роки – 4-4,2 м/д (р. Кача – с. Суворове (Комсомольське, 1928 р.); р. Бельбек - с. Фруктове, 1949 р.; р. Чорна - біля гори Кизил-Кая, 1939 р.); навесні максимальна інтенсивність підйому не перевищує 2,7 м/добу (рис. 1.9).



Умовні позначення:

1 – від 1 до 4 м; 2 – від 4 до 6 м; 3 – від 6 до 10 м

Рис. 1.9 – Підйоми рівнів води під час паводків [2]

Отже, паводки на кримських річках спостерігаються як у теплий, так і в холодний періоди року. Взимку паводки проходять в результаті сніготанення, що супроводжується, як правило, випадінням дощів, а влітку – в результаті проходження інтенсивних злив. Витрати води на Кримських річках під час паводків різко зростають. Абсолютні максимуми формуються в теплий період року при випаданні рясних дощів і можуть у 200 - 400 разів перевищувати середньорічні витрати води.

Таким чином, оскільки у переважній більшості випадків, як добре ілюструє рис. 1.5, максимальні витрати паводків теплого періоду перевищують аналогічні величини у холодний період року практично в 2 рази, то у подальших розрахунках головна увага буде приділятися обґрунтуванню розрахункових параметрів для паводків теплого періоду року.

РОЗДІЛ 2

АНАЛІТИЧНИЙ ОГЛЯД МЕТОДИЧНОЇ БАЗИ З РОЗРАХУНКУ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ

2.1 Рекомендації ВМО щодо визначення розрахункових характеристик паводків

Згідно з ВМО-№ 168 [19; 20], вибір методу для визначення розрахункового паводка залежить від виду, кількості та якості наявних гідрологічних даних. У загальному випадку найкращим є той метод, який дозволяє використовувати найбільшу кількість необхідної інформації з наявних даних.

Перш за все - це емпіричні методи. За допомогою емпіричних формул можна отримати прості залежності між змінними паводків (зазвичай, максимальними витратами води) і факторами їх формування, представлених різними гідроморфологічними і метеорологічними змінними.

Недоліки:

1) застосування емпіричних формул зазвичай обмежується тим районом, для якого вони були розроблені, тому їх слід використовувати з великою обережністю і тільки тоді, коли не можна застосувати більш точні методи;

2) труднощі оцінки періоду повторюваності, визначеного на їх основі.

Детерміновані моделі (моделі опадів і трансформації річкового стоку) використовуються для генерування розрахункових паводків на основі імітації фізичних процесів, які формують паводки. За своєю сутністю, вони такі ж, як і ті, що використовуються для генерування основних процесів стоку. Моделі повинні забезпечувати точне відтворення об'єму, максимальних витрат води і форми гідрографів окремих паводків, що відповідають реальним умовам випадання опадів і сніготанення.

Ймовірнісні методи. Одними з головних питань при генеруванні розрахункових паводків є оцінка ризиків, пов'язаних з появою паводків більш високих, ніж розрахункові.

Оцінка таких ризиків є важливою, зважаючи на їх соціальну, екологічну та економічну значущість (наприклад, при визначенні розмірів страхування від паводків; при оцінці зон затоплення або контролю якості води). Оскільки паводки є ймовірнісним явищем, їх величина і час появи в майбутньому не можуть бути передбачені. Існує тільки можливість оцінити їх на ймовірнісній основі, тобто отримати оцінку ймовірності, що паводок даної величини буде перевищений протягом певного періоду часу.

Аналіз зливових опадів за ВМО. Такий аналіз відображає характер залежностей між тривалістю, площею випадіння та шарами дощових опадів за конкретні зливи.

Дані про дощові опади звичайно представляють собою спостережені добові суми, доповнені спостереженнями за кількома самописами, які містять відомості про інтенсивність короткочасних дощових опадів. Іноді ці дані доповнюються спостереженнями, отриманими шляхом спеціального опитування [21].

Методи розрахунку максимально можливих опадів (ММОП):

Моделі злив: інтенсивність опадів залежить від наявності атмосферної вологи і швидкості перетворення цієї вологи в опади. У США були зроблені спроби розробки моделей злив для теоретичного розрахунку максимально можливих опадів. Ці дослідження описані в публікації ВМО [22].

Недоліки. Основні труднощі таких досліджень полягають в урахуванні впливу орографії на інтенсивність випадання опадів. Виникають ці труднощі тому, що у межах окремо взятої зливи, хід опадів залежить не тільки від змін в самому механізмі випадання опадів, але й від орографії місцевості. У багатьох регіонах занадто короткі ряди спостережень та/чи недостатність даних спостережень за вітром і вологістю у верхніх шарах атмосфери ускладнюють оцінку граничних значень.

Максимізація і транспозиція даних про зливи: більш загальним підходом в оцінці максимально можливих опадів є максимізація спостережених даних про зливові опади [22; 23].

При будівництві великих гідротехнічних споруд достатньо використовувати узагальнені оцінки максимально можливих опадів, якщо такі є для даної території. Представлені вони у вигляді карт і графіків в різних випусках серії гідрометеорологічних доповідей Бюро погоди США.

Методи розрахунку при відсутності даних. При відсутності метеорологічних даних або даних про стік, узагальнені оцінки повинні визначатись методом аналогії, беручи за аналоги максимально можливі опади у схожих за кліматичними умовами регіонах, по яких є дані спостережень. Такі узагальнені оцінки можна робити з достатнім ступенем надійності для рівнинних територій. Однак більшість середніх і великих гребель розташована в регіонах, де на величину дощових опадів впливає зміна висоти та інші фактори рельєфу. Транспозиція оцінок в такі регіони з будь-яких інших є менш надійною, що свідчить про необхідність організації метеорологічних і гідрометеорологічних вимірювань так скоро, як можливо в самому басейні, де реалізується проект, і поблизу від нього [24; 25].

Моделі опади-стік. Якщо для досліджуваного водозбору можна встановити досить тісний зв'язок між опадами і стоком, такий зв'язок у

поєднанні з даними про дощові опади може дати більш надійну оцінку забезпеченості високого стоку, ніж регіональна формула з розрахунку паводків або екстраполяції на основі обмежених даних про стік.

Індекс попереднього зволоження. Цей метод був розроблений, головним чином, з метою прогнозу річкового стоку і широко застосовується для різних водозборів і різних умов [26; 27]. Застосування його для конкретного басейну вимагає наявності даних спостережень за дощовими опадами і стоком по великому числу злив.

Щоб визначити об'єм стоку, сформованого окремою зливою, необхідно розчленувати гідрограф на окремі складові.

Побудова одиничного гідрографа за допомогою синтетичних методів. Процедура побудови одиничного гідрографа, розроблена Снайдером [28], базується на аналізі великого числа басейнів і одиничних гідрографів з метою отримання залежностей між формою одиничного гідрографа і об'єктивними фізичними характеристиками водозборів.

Метод ізохрон. Метод ізохрон є відображенням однієї з перших концепцій про формування стоку з басейну. Площа басейну може бути розділена на зони, з яких відбувається послідовне надходження води до замикаючому створу. Щоб визначити функцію розподілу, необхідно спочатку розрахувати або задати середній час добігання або середню швидкість стікання і відповідно до цього побудувати карту ізохрон в басейні. Потім за допомогою планіметра визначається площа кожної зони, і отримані величини наносяться на графік для відповідних значень часу добігання.

Аналіз даних спостережень за максимальним стоком. Два найбільш поширених методів використовують певні види історичної інформації при оцінці параметрів функції розподілу. Це - методи історично зважених моментів [29] і максимальної правдоподібності з теорією перевірки [30-33]. Показано, що метод максимальної правдоподібності є більш ефективним застосування додаткової інформації у порівнянні з методом історично зважених моментів [33]. Можна провести оцінку періоду повторюваності історичного паводка при його відомій величині, і його можна нанести на графік, поряд з систематично спостереженими паводками, з метою отримання сукупної кривої забезпеченості [29; 30; 34].

Деякі визначення та розрахункові методи, пов'язані з ймовірнісними моделями, можна знайти в роботах Качмарека [33] і Стаммерса [34].

Узагальнення характеристик паводків по району. Для пункту, по якому немає великої кількості спостережень у вигляді рядів максимальних річних витрат води, з метою оцінки квантилів характеристик паводків рекомендується використовувати регіональний аналіз їх повторюваності. Як правило, досить широко використовуються два методи районування. Один з них - метод індексу паводків, інший ґрунтується на використанні регресійних підходів.

Методика, основана на регресії. Для оцінки величини паводкової витрати води, яка матиме місце в середньому один раз в T років і позначеної Q_{tp} , можна скористатися регресійними методами з використанням фізичних і кліматичних характеристик водозборів [35-38]. Параметри рівнянь, що зв'язують Q_{tp} з характеристиками водозборів, можна отримати за допомогою звичайного методу найменших квадратів [35-38], зважених найменших квадратів [39] або узагальнених найменших квадратів [40]. Останні два підходи використовуються з метою усунення недоліків, що мають місце при використанні звичайного методу найменших квадратів.

Останній не враховує різних похибок визначення характеристик паводків, які обумовлені різною тривалістю рядів спостережень за окремими станціям. Таскер [39] запропонував використовувати метод зважених найменших квадратів з дисперсією похибок визначення спостережених характеристик паводків, розрахованих як зворотні функції тривалості рядів. Метод узагальнених найменших квадратів дозволяє врахувати як неоднакову надійність, так і неоднакову кореляцію між характеристиками паводків, отриманих за окремими пунктами. Використовуючи метод Монте-Карло, Штедінгер і Таскер [40] показали, що метод узагальнених найменших квадратів забезпечує більш точні оцінки коефіцієнтів регресії, їх більшу надійність і кращі оцінки похибок моделі.

2.2 Методи розрахунку паводків в гірських районах України

На даний час існує досить велика кількість авторських розробок з розрахунку максимального паводкового стоку на гірських річках, зокрема, Карпат та Криму, які у різні роки пропонувалися тими чи іншими авторами, що зайвий раз підкреслює специфіку регіонів, які відносяться до найбільш паводконебезпечних в Україні. Спираючись на класифікацію, запропоновану Є.Д. Гопченком [41], усі формули максимального стоку можна поділити на дві групи:

1. Основані на схематизації схилового і руслового (чи тільки руслового) гідрографів.

2. Основані на теорії руслових ізохрон.

До першої групи можна віднести:

- а) редуційні (у тому числі і чисто емпіричні) формули;
- б) об'ємні формули.

Другу групу складають:

- а) так звані "генетичні" формули;
- б) формули сталої інтенсивності.

2.2.1 Редукційні формули

Вони набули найбільшого поширення на практиці, завдяки в основному простоті структури і малому числу невідомих параметрів. Огляд формул цього типу головним чином в історичному плані їхнього розвитку досить повно наводиться в [42]. Початок редукційним формулам було покладено Д.І. Кочеріним ще в період 1926-28 рр. Перший варіант емпіричної редукційної формули мав вигляд:

$$q_m = \frac{A_m}{F^{n_1}} - B, \quad (2.1)$$

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

У результаті аналізу матеріалів спостережень за стоком і фізичною природою редукції максимальних модулів весняної повені в 1933-37 рр. Д.Л. Соколовський запропонував дещо удосконалений варіант (2.1), а саме:

$$q_m = \frac{A_m}{(F+1)^{n_1}} \delta, \quad (2.2)$$

де A_m - максимальний модуль стоку при $F \rightarrow 0$;

δ - узагальнений коефіцієнт, який враховує вплив на максимальний стік озер, боліт, лісу, карсту, водопроникних ґрунтів і т.п.

У подальших роботах Д.Л. Соколовський, взявши за вихідну модель одновіршинні гідрографи схилового припливу і руслового стоку (при рівності коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу і стоку), геометричним шляхом спробував надати теоретичне обґрунтування формулам вигляду (2.2). Базове рівняння, отримане ним, можна представити в редакції

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}}, \quad (2.3)$$

де t_p - час руслового добігання.

На основі чисто формальних розумінь робиться висновок, що

$$\frac{1}{(F+1)^{n_1}} = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0}} \quad (2.4)$$

Таке спрощене уявлення природи редукції максимального модуля зі зростанням розмірів річок було наслідком двох обставин:

1. Прийняття тривалості паводків T_n по сумі T_0 і t_p , нехтуючи ефектами русло-заплавного регулювання.

2. Допущення рівності коефіцієнтів часової нерівномірності схилового і руслового стоку.

Є.Д. Гопченком [41] показано, що з геометричної схематизації гідрографів схилового і руслового стоку випливає більш загальний структурний вираз для q_m , у порівнянні з (2.3):

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_F \quad (2.5)$$

або

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_m k_n, \quad (2.6)$$

де k_0 - коефіцієнт схилової трансформації, рівний [41]:

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0}, \quad (2.7)$$

$k_F = k_m \cdot k_n$ - коефіцієнти, пов'язані з русло-заплавним регулюванням паводків, причому

$$k_m = \frac{m+1}{m} \bigg/ \frac{n+1}{n}, \quad (2.8)$$

а

$$k_n = \frac{T_0}{T_n} = \frac{1}{1 + \frac{t_p + \Delta t}{T_0}}, \quad (2.9)$$

y_m - загальний шар припливу;

$(m+1)/m$ - коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку;

$(n+1)/n$ - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

Δt - регулююча ємність русел і заплав.

Перший є відношенням

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m T_n}{W}, \quad (2.10)$$

а другий -

$$\frac{n+1}{n} = \frac{Q'_m T_0}{W}. \quad (2.11)$$

У роботі [41] розглянуті також окремі випадки (2.5). Так, при можливості осереднення по території тривалості припливу структура (2.5) спрощується до рівня

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F+1)^{n_1}}. \quad (2.12)$$

Вираз (2.12) покладений в основу СН 435-72 [43], а потім і СНиП 2.01.14-83 [44] при нормуванні характеристик максимального стоку весняного водопілля. Якщо по території можна осереднити і шар стоку y_m , то (2.5) приймає вигляд (2.2). Останнє увійшло у вищезгадані нормативні документи з розрахунку максимального паводкового стоку на річках із площами $F > 200 \text{ км}^2$.

О.О. Соколов [45] і К.П. Воскресенський [46], досліджуючи редукцію максимального стоку талих вод на малих водозборах, встановили її уповільнення, у порівнянні із середніми і великими водозборами. Для усунення нелінійності залежності $\lg(q_m/y_m) = f[\lg(F)]$ в області малих площ ними рекомендовано в знаменник (2.11) включити добавку c до площі F . Тоді

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F+c)^{n_1}}. \quad (2.13)$$

Такий прийом є недостатньо обґрунтованим, тому що при цьому має місце невідповідність структури (2.13) верхньому граничному значенню максимального модуля стоку. Дійсно, при одномодальній формі паводка чи водопілля і, згідно [41]

$$k_0 y_m = q'_m. \quad (2.14)$$

Підставляючи (2.14) у (2.13), запишемо вираз для безрозмірного комплексу q_m/q'_m , тобто

$$q_m / q'_m = 1/(F + c)^{n_1}. \quad (2.15)$$

З (2.14) видно, що при $F \rightarrow 0$ відношення $\frac{q_m}{q'_m} = \left(\frac{1}{c}\right)^{n_1}$, тоді як верхнім граничним значенням для q_m/q'_m є одиниця. Більш придатним варто вважати методичний підхід, запропонований Є.Д. Гопченком [47]. Його суть полягає в диференціації степеневого показника при F :

а) в області малих площ $F < F_0$ (якщо відбувається уповільнення редукції максимального модуля)

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F + 1)^{n_1}}; \quad (2.16)$$

б) при площах водозборів $F \geq F_0$

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F / F_0)^{n_2}} (F_0 + 1)^{-n_1}. \quad (2.17)$$

Що стосується дощових паводків, то в останні роки, починаючи з моменту виходу нормативу СН 435-72, на малих водозборах ($F < 200 \text{ км}^2$) розрахунок максимальних витрат здійснюється за формулою сталої інтенсивності, а на великих ($F \geq 200 \text{ км}^2$) - за редукційною, яка має вигляд

$$q_m = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_2}, \quad (2.18)$$

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

Запишемо (2.18) у дещо іншій редакції, враховуючи, що згідно (2.12),

$$q_{200} \approx \frac{k_0 y_m}{200^{n_1}}. \quad (2.19)$$

Підставимо (2.19) у (2.18), тоді при $F \geq 200 \text{ км}^2$

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{F^{n_2}} 200^{(n_2 - n_1)}, \quad (2.20)$$

чи

$$q_m = q'_m \frac{200^{(n_2 - n_1)}}{F^{n_2}}. \quad (2.21)$$

З (2.21) виразимо безрозмірний комплекс, що дорівнює

$$q_m / q'_m = \frac{200^{(n_2 - n_1)}}{F^{n_2}}. \quad (2.22)$$

За дослідженнями П.М. Лютика [48], виконаними у рамках комплексної наукової програми “Гідрологія Карпат”, яка координувалася Національним комітетом з МГД, у Прикарпатті $n_2=0,50$, а в Закарпатті – 0,40.

У редакції СН 435-72 і СНиП 2.01.14-83 рівняння (2.18) фактично зводяться до виразу

$$q_m / q'_m = \left(\frac{200}{F} \right)^{n_2}. \quad (2.23)$$

Рівняння (2.22) зводиться до (2.23) тільки в одному окремому випадку, коли $n_1 = 0$. З викладеного вище, а також, спираючись на матеріали спостережень за максимальним паводковим стоком, запишемо, стосовно до структури (2.22):

а) для Прикарпаття ($n_1 = 0,10$; $n_2 = 0,50$)

$$q_m / q'_m = 8,33 / F^{0,50}; \quad (2.24)$$

б) для Закарпаття ($n_1 = 0,10$; $n_2 = 0,40$)

$$q_m / q'_m = 4,90 / F^{0,40}. \quad (2.25)$$

Стосовно структури (2.22):

а) для Прикарпаття ($n_2 = 0,50$)

$$q_m / q'_m = 14,1 / F^{0,50}; \quad (2.26)$$

б) для Закарпаття ($n_2 = 0,40$)

$$q_m / q'_m = 8,33 / F^{0,40}. \quad (2.27)$$

В.І. Вишневецький [7] на сучасних вихідних матеріалах провів дослідження, аналогічне [48].

В узагальнюючому монографічному виданні по водних ресурсах України [5; 12] також наводиться уточнення на регіональному рівні параметрів формули (2.18). Зупинятися на розгляді цієї роботи немає необхідності, тому що за принциповими питаннями результати мало чим відрізняються від тих, які містяться в [49].

Резюмуючи сказане, можна зробити наступні висновки:

1. Стосовно природних умов Карпат, де є добре виражена залежність елементів паводкового стоку від висотного положення водозборів і залісеності, формули редукційного типу (2.12), (2.2), а тим більше (2.18) не можуть більш використовуватися, виходячи з принципових розумінь.

2. Вплив місцевих факторів на розрахункові параметри максимального стоку необхідно розглядати не через збірні комплекси (наприклад, q_{200}), а за їхнім спрямованим впливом на окремі складові паводків чи водопіль.

Для території Криму в СНиП 2.01.14-83 та в монографії «Ресурси поверхневих вод» також пропонуються формули редукційного типу. Зокрема, для водозборів із площею більше 200 км^2 в [44; 49] рекомендується формула вигляду (2.18), в монографії [12] - вигляду (2.12).

Не зупиняючись на докладному аналізі структури і параметрів методики СНиП 2.01.14-83, викладеної вище, відзначимо лише ті особливості, які мають місце при визначенні параметрів для річок Гірського Криму, а саме:

- Застосування формули (2.18) викликає практичні труднощі - у таблиці, рекомендованій в СНиП 2.01.14-83 для визначення коефіцієнта редукції n_1 для гірських територій, відсутній регіон Гірського Криму.
- Така ж ситуація і стосовно коефіцієнта, що враховує зміну параметра q_{200} із зміною середньої висоти водозборів в гірських районах - для території Криму цей параметр не представлений.

В монографії «Ресурси поверхневих вод» [12] узагальнення матеріалів з максимального стоку і рекомендації щодо його розрахунку для невивчених річок гірських і передгірських районів представлено для трьох груп, залежно від експозиції схилів Кримського хребта: річки західної частини північного схилу, річки Південного берега, річки східної частини північного схилу.

Значення розрахункових параметрів, в залежності від району, представлені в табл. 2.1.

Таблиця 2.1 – Параметри розрахункової формули максимального стоку паводків для річок Гірського Криму [12]

Район Гірського Криму	Максимальний модуль схилового припливу q'_1 %, м³/(с км²)		Показник степеня редуції, n_1	
	Теплий період	Холодний період	Теплий період	Холодний період
Західна частина північного схилу	8,0	6,8	0,50	0,45
Східна частина північного схилу	7,6	7,4	0,60	0,60
Південний берег Криму	66,0	7,0	1,13	0,70

На сучасних вихідних даних авторами [50] проведені перевірки розрахунки щодо можливості застосування даних табл. 2.1 та розрахунку за формулою (2.12). Результати розрахунків, представлені в табл. 2.2, свідчать, що параметри формули (2.12) потребують суттєвого уточнення, без якого на сучасному етапі її використання неможливе.

Таблиця 2.2 – Оцінка точності розрахунку за регіональною методикою, представленою в [12]

Район Гірського Криму	Середнє відхилення	
	Теплий період	Холодний період
Західна частина північного схилу	±58,1 %	±77,5%
Східна частина північного схилу	±57,2 %	±139,5%
Південний берег Криму	±110,8 %	±99,1%

2.2.2 Об'ємні формули максимального стоку

Побудовані на геометричній схематизації гідрографів паводків чи водопіль формули цього типу в загальній редакції мають вигляд:

$$q_m = k_\phi \frac{y_m}{T_n}, \quad (2.27)$$

де k_ϕ - коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку.

Для розрахунку максимальних витрат дощових паводків вперше об'ємна формула була використана Ф.Г. Зброжеком (1901). А.В. Огієвський [51] структуру (2.27) застосував для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля, прийнявши $k_{\phi}=2$, а $T_n = T_0 + t_p$.

Недоліки перших формул даного типу очевидні і полягають вони в наступному:

1. Форма руслового гідрографа, виражена через k_{ϕ} , не є величиною постійною, а тим більше, рівною двом.

2. Не відповідає дійсності і прийняття $T_n = T_0 + t_p$, тому що в цьому випадку не враховується русло-заплавне регулювання.

Більш широкої застосовності набула формула, обґрунтована Д.Л. Соколовським [52]. Рівняння гідрографа паводка він записав у вигляді:

а) для гілки підйому

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t}{t_n} \right)^{m'} ; \quad (2.28)$$

б) для гілки спаду

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t_{cn} - t}{t_{cn}} \right)^{n'} . \quad (2.29)$$

Інтегрування (2.28) і (2.29) по t_n і t_{cn} , а також наступні нескладні процедури перетворення приводять до базових рівнянь:

$$q_m = \frac{y_m}{t_n} f \quad (2.30)$$

і

$$q_m = \frac{y_m}{T_n} f(1 + \gamma) , \quad (2.31)$$

де f - коефіцієнт форми руслових гідрографів

$$f = \frac{(m' + 1)(n' + 1)}{(n' + 1) + \gamma(m' + 1)}, \quad (2.32)$$

де $\gamma = t_{cn}/t_n$.

Зіставляючи (2.27) і (2.31), очевидно, що множник $f(1 + \gamma)$ є коефіцієнтом часової нерівномірності руслового стоку k_ϕ . У редакції (2.27) об'ємна формула була використана М.В. Лаликіним [53] при побудові методики розрахунку максимальних витрат води на річках Карпат і Прикарпаття. Шар стоку 1%-ої ймовірності перевищення $y_1\%$ у ній картований. У правобережній частині Дністра і Пруту ізолінії $y_1\%$ майже паралельні напрямку Карпат, зменшуючись від 240 до 60 мм. Тривалість паводків T_n представлена рівнянням:

$$T_n = (a + 0,50f_n)^3 \sqrt{Ly_m}, \quad (2.33)$$

де $a=0,55$ - при наявності широкої заплави і $0,40$ - в інших випадках.

Побудова такої залежності для T_n є чисто емпіричним прийомом і не має фізичного обґрунтування.

2.2.3 Формули сталої інтенсивності

У сучасній редакції вони мають вигляд [5]:

$$q_m = 16,67\bar{\psi}(\tau)\eta H_\partial, \quad (2.34)$$

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

η - узагальнений коефіцієнт стоку;

H_∂ - добовий максимум опадів;

τ - розрахункова тривалість опадів

$$\tau = 1,2t_p^{1,1} + t_{cx}. \quad (2.35)$$

Для гірських річок, згідно [5], $t_{cx}=10$ хв. За характером редуційних кривих $\bar{\psi}(\tau)$ у Карпатах виділяється 4 райони - північні схили Карпат (5а), північно-східні схили Карпат (5б), південно-західні схили Карпат (5в), Закарпатська низовина (5г).

2.2.4. Формули, основані на теорії руслових ізохрон

Перш, ніж приступити до викладу й аналізу конкретних розробок, що спираються на теорію руслових ізохрон стосовно до річок Карпат, ми зупинимося на одному питанні методичного характеру. Зв'язано це з тим, що до даної групи Д.Л. Соколовський [42] відносить формули і методи, засновані на гідромеханічній теорії поверхневого стікання. Звичайно мова йде про спільний розгляд у рамках гідравлічної задачі рівнянь рівноваги і нерозривності стоку для елементарних ділянок русла. Зокрема, для елементарного водозбору, що складається з двох прямокутних схилів, які примикають до водотоку, згідно А.М. Бефані [54], диференціальне рівняння стоку має вигляд:

$$V_0 \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t, \quad (2.36)$$

де V_0 - швидкість руху хвилі паводка;

ω - площа водного перерізу;

q'_t - рівномірно розподілений по площі водозбору модуль схилового припливу.

Інтегрування (2.36) приводить до рівнянь щодо максимального модуля q_m :

а) коли $t_p < T_0$,

$$q_m = \frac{y_{t_p}}{t_p}; \quad (2.37)$$

б) коли $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{y_m}{t_p}. \quad (2.38)$$

Аналогічного вигляду рівняння отримав й Г.О. Алексєєв [55], який згодом формули (2.37) і (2.38) поширив на будь-які водозбори, тобто без обмеження розмірів.

Бефані А.М. [54], розвиваючи власну теорію максимального стоку, робить висновок, що для водозборів з розвинутою гідрографічною мережею, звичайний балансовий метод не підходить, а отже (2.36) не можна вважати універсальним. Як альтернативу, він рекомендує в основу побудови рівняння, яке описує динаміку паводків на великих водозборах,

покласти схему руслових ізохрон. Причому, у площині ізохрони руслового добігання, що перетинає n_x русел,

$$V_0 \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = n_x q'_t. \quad (2.39)$$

Права частина (2.39) представляє сумарний боковий приплив на одиницю довжини русла, а ω - сумарна площа перерізів усіх русел, пересічених ізохроною, віддаленою на відстань x від вододілу. Інтегрування (2.39) дозволило одержати більш загальні рівняння для q_m , ніж (2.37) і (2.38), а саме:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{y_{tp}}{t_p} k_1; \quad (2.40)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} k_2, \quad (2.41)$$

де k_1 і k_2 - гідрографічні коефіцієнти, що залежать від форми водозборів і динаміки припливу води зі схилів до руслової мережі.

Для водотоків прямокутної форми і, у першу чергу, для елементарних водозборів $k_1 = k_2 = 1,0$, а (2.40) і (2.41) зводяться до (2.37) і (2.38). Таким чином, (2.37) і (2.38) є усього лише окремими випадками моделі руслових ізохрон.

Якщо виходити з класичної теорії ізохрон, яка описана в багатьох підручниках з гідрологічних розрахунків, то:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{1}{F} \left(\sum_{t_p} f_i q'_j \right)_m; \quad (2.42)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{1}{F} \left(\sum_{T_0} f_i q'_j \right)_m. \quad (2.43)$$

При прямокутній формі водозбору $f_1 = f_2 = \dots = f_i = V_\partial B$. Тоді

а) при $t_p < T_0$ формула (2.37) набуває вигляду

$$q_m = \frac{y_{t_p}}{t_p};$$

б) при $t_p \geq T_0$ формула (2.38) набуває вигляду

$$q_m = \frac{y_m}{t_p}.$$

Зупинимося на аналізі найбільш відомих розрахункових схем, що у різний час використовувалися на практиці в Карпатському регіоні.

2.2.4.1 Формула Г.О. Алексєєва (1953)

Вона має вигляд [55]:

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{q'_m}{y_m} \frac{L}{V_\partial}}. \quad (2.44)$$

Спираючись на (2.7), (2.14) і те, що $L/V_\partial = t_p$, представимо (2.44) у дещо іншій редакції

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.45)$$

Відносно структури (2.44) висловлювалися різні думки. Наприклад, Д.Л. Соколовський [42] відносить її до редукційних. Сам же Г.О. Алексєєв [55] вважає її однією з найбільш обґрунтованих теоретично, але не заслужено забутих.

Послідовний аналіз структури (2.44) свідчить про те, що вона має декілька визначних протиріч. У порівнянні з моделлю Д.Л. Соколовського (2.3), що відповідає геометричній схематизації схилового і руслового гідрографів при рівності коефіцієнтів форми і допущенні, що $T_n = T_0 + t_p$,

(2.45) включає в знаменнику коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$. Для прояснення природи структур (2.44) чи (2.45) скористаємося рівнянням уповільненого стоку (2.38), домноживши чисельник і знаменник на k_0 . Тоді

$$q_m = \frac{q'_m}{\frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.46)$$

За теоретичною умовою, область застосування (2.46) - $t_p/T_0 \geq 1,0$.

Якщо поширити (2.46) в область $t_p/T_0 < 1,0$, то при $t_p/T_0 \rightarrow 0$ будемо мати невизначеність вигляду $1/0$. Г.О. Алексєєв для усунення цієї обставини, бажаючи одержати універсальну структуру, придатну для усього діапазону t_p/T_0 , додав у знаменник одиницю.

Розглянемо на прикладі Карпат ($n=0,11$, $T_0=40$ год.) правомірність подібної процедури. З цією метою побудуємо безрозмірний комплекс q_m/q'_m на базі структури (2.45)

$$q_m/q'_m = \frac{1}{1 + \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.47)$$

Залежність $q_m/q'_m = f(F)$ характеризується убуттям редуційного коефіцієнта від 1,0 при $F=0$ до 0,040 - при $F=50\,000 \text{ км}^2$. Крива, побудована по рівняннях (2.37) і (2.38), буде описувати процес трансформації при $t_p/T_0 < 1,0$ і $t_p/T_0 \geq 1,0$. Запишемо (2.37),

використовуючи (2.38) і $\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]$, тобто

$$q_m/q'_m = 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n. \quad (2.48)$$

Що стосується (2.38), то беручи до уваги (2.46), його приводимо до вигляду

$$q_m / q'_m = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}. \quad (2.49)$$

Залежності свідчать про те, що в умовах Карпат до $F < 5000 \text{ км}^2$, рівняння Г.О. Алексєєва (2.44) істотно завищує результат. З цього можна зробити висновок про похибки у теоретичному обґрунтуванні формули (2.44). Інтерес представляє і залежність (2.3), запропонована Д.Л. Соколовським. Для неї безрозмірний комплекс q_m / q'_m має вигляд:

$$q_m / q'_m = \frac{1}{1 + t_p / T_0}. \quad (2.50)$$

Залежність (2.50) займає найвище положення і при цьому функція q_m / q'_m визначається лише відношенням t_p / T_0 .

2.2.4.2 Розрахункова методика О.Г. Іваненка - О.М. Мельничука

Спирається вона на відому формулу А.М. Бефані [56]

$$q_m = 0,28 \frac{y_m \varphi}{t_p} k_1 k_F \beta_{\text{л}}, \quad (2.51)$$

де k_F - коефіцієнт редукції шару припливу y_m по площі (змінюється від 1,0 при $F = 0$ до 0,15 - при $F = 21000 \text{ км}^2$);

$\beta_{\text{л}}$ - коефіцієнт впливу лісистості на y_m (змінюється від 1,0 до 0,75);

φ - коефіцієнт діючого шару стоку [54]

$$\varphi = \frac{q'_m}{y_m} t_p \left[1 - 0,33 \frac{q'_m}{y_m} t_p + 0,04 \left(\frac{q'_m}{y_m} \right)^2 t_p^2 \right]. \quad (2.52)$$

Враховуючи (2.7) і (2.14) при $n=0,5$

$$\varphi = 3 \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{t_p}{T_0} + 0,36 \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^2 \right]. \quad (2.53)$$

З (2.53) видно, що φ не відповідає своїй верхній межі, тому що при $t_p/T_0 = 1,0$ коефіцієнт діючого шару стоку $\varphi = 1,08$ (замість одиниці). Очевидно, це пов'язане з округленням змінних перед відношенням (q'_m/y_m) . Відзначимо також, що в методиці не враховуються ефекти русло-заплавного регулювання.

Якщо k_1 ввести в шар стоку y_m , то

$$q_m = 0,28 \frac{y_m \varphi}{t_p} k_1 \beta_L. \quad (2.54)$$

Безрозмірний редуційний комплекс q_m/q'_m , виходячи з (2.54), має вигляд:

$$\frac{q_m}{q'_m} = \left[1 - \frac{t_p}{T_0} + 0,36 \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^2 \right] k_1 \beta_L. \quad (2.55)$$

За нашою схемою

$$\frac{q_m}{q'_m} = \left[1 - 0,67 \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^{0,5} \right] k_1 \varepsilon'_F, \quad (2.56)$$

де ε'_F - коефіцієнт русло-заплавного регулювання.

Виконаний нами порівняльний аналіз формул (2.55) і (2.56) зроблено при наступних допущеннях і вихідних положеннях:

1. У першому варіанті у виразі (2.56) ε'_F береться на рівні одиниці, оскільки він не входить у (2.55).

2. При моделюванні функцій (2.55) і (2.56): залісеність $f_L = 40\%$ (чому відповідає $\beta_L = 0,88$).

3. Гідрографічний коефіцієнт k_1 розраховується за формулою:

$$k_1 = \frac{\int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} q'_t B_x dt}{B_{cp} \int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} q'_t dt}; \quad (2.57)$$

при показникові степеня в рівнянні кривої ізохрон $m_1 = 1,0$.

4. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F представлено рівняннями:

а) при $t_p/T_0 \leq 1,0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m} \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]^{-1}; \quad (2.58)$$

б) при $t_p/T_0 \geq 1,0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m} \frac{n + 1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]^{-1}. \quad (2.59)$$

Оскільки моделювання здійснюється за співвідношенням t_p/T_0 , а ε_F - представлений у залежності від площі водозбору F , то попередньо для всіх заданих t_p/T_0 (від 0 до 1,0) при $T_0=40$ год були спочатку установлені величини t_p , а потім за регіональною формулою

$$F = 60,2 t_p^{1,59} \quad (2.60)$$

були визначені і розміри водозбірних площ F .

5. Параметри графіка схилового припливу взяті при $n=0,10$ і $0,5$, а $T_0=40$ год.

Залежність q_m/q'_m , розрахована по (2.55), при тих же заданих умовах, але з визначенням k_F за формулою [56]

$$k_F = \frac{1}{1 + 0,002 F^{0,8}}. \quad (2.61)$$

Однак вона як і раніше дає завищення результатів, у порівнянні з фактичними даними. Причиною цьому, на нашу думку, є неврахування в явному вигляді русло-заплавного зарегулювання і прийняття $n=0,50$, замість 0,10.

Задовільна відповідність розрахункових і фактичних значень q_m/q'_m досягається лише при $n = 0,10$ і врахуванні в розрахунковій формі ефектів русло-заплавного регулювання.

2.2.4.3 Розрахункова схема П.Ф. Вишневецького

На відміну від методик, розглянутих у п. 2.2.4.1 і 2.2.4.2, запропонована П.Ф. Вишневецьким [57], виводиться безпосередньо зі схеми руслових ізохрон. Зокрема, якщо взяти $t_p = T_0$, то

$$Q_t = h_1 f_{t_p} + h_2 f_{t_p-1} + \dots + h_{t_p-1} f_2 + h_{t_p} f_1. \quad (2.62)$$

Взявши розрахунковий інтервал, рівним 10 хв, він вводить поняття максимальної інтенсивності $h_m/10$ хв, а h_i і f_i виражає у відносних величинах h_i/h_m і f_i/F . У цьому випадку:

$$Q_m = h_m \varphi', \quad (2.63)$$

де параметр φ' є

$$\varphi' = \frac{h_1}{h_m} \frac{f_{t_p}}{F} + \frac{h_2}{h_m} \frac{f_{t_p-1}}{F} + \dots + \frac{h_{t_p-1}}{h_m} \frac{f_2}{F} + \frac{h_{t_p}}{h_m} \frac{f_1}{F}. \quad (2.64)$$

Обґрунтована за матеріалами Закарпатської воднобалансової станції функція φ' має такий розрахунковий вигляд:

а) при $t_p/T_0 < 1,0$

$$\varphi' = \frac{1,44}{1 + 2,35 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (2.65)$$

б) при $t_p/T_0 > 1,0$

$$\varphi' = \frac{1,35}{1 + 2,14 \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.66)$$

Оскільки базова модель (2.62) не цілком враховує всі ефекти трансформації, то в (2.63) П.Ф. Вишневецький вводить декілька редукційних коефіцієнтів, після чого вона набуває відомої редакції:

$$q_m = 1,67 h_m \varphi' n' r_1 k_1', \quad (2.67)$$

де n'_1 - коефіцієнт впливу лісів і боліт

$$n'_1 = \frac{t_p + T_0}{t_p + mT_0}; \quad (2.68)$$

r - коефіцієнт зарегульованості максимального стоку озерами;
 η_1 - коефіцієнт зарегульованості максимального стоку широкими заплавами

$$\eta_1 = \frac{0,86}{\gamma_1^{0,2}}, \quad \gamma_1 = \frac{\omega_{заплави}}{F}; \quad (2.69)$$

k'_1 - враховує неодночасність і неповноту охоплення басейнів зливами

$$k'_1 = \frac{4,8}{F^{0,25}}. \quad (2.70)$$

При $F < 550 \text{ км}^2$ коефіцієнт k'_1 береться рівним одиниці, а для Карпат він дорівнює одиниці у всьому діапазоні водозбірних площ.

Деякі зауваження щодо структури (2.64) і вхідних до неї параметрів: по-перше, коефіцієнт n' сконструйований чисто умоглядно і не зовсім методично вірно, оскільки залісеність і заболоченість є факторами схилового зарегулювання стоку і повинні безпосередньо враховуватися параметром T_0 , що входить до (2.65) і (2.66). Прийняття для Карпат $T_0 = 3$ год. не відповідає дійсності. Позитивним фактом варто визнати включення в (2.67) параметр r_1 . Правда, при цьому мова повинна йти не тільки про великі річки, але й про всю гідрографічну мережу - у цілому.

Як недолік структурного плану, необхідно відзначити те, що функція φ' не відповідає верхній фізичній границі (при $t_p/T_0 = 0$ повинна виконуватись умова $\varphi' = 1,0$), тому що згідно (2.65), при $t_p/T_0 = 0$ - $\varphi' = 1,44$. І, нарешті, використання замість загального шару припливу u_m величини h_m зводить розрахункову схему фактично до емпіричної.

Інтенсивність припливу $h_m/10$ хв обчислюється зворотним розрахунком, а потім картується. Так, у Прикарпатті h_m змінюється від 5,0 мм/10 хв, у Закарпатті - від 3,5 до 8,0 мм/10 хв, в Криму, як добре ілюструє рис. 2.1, від 4,0 до 2,5 мм/10хв [57].

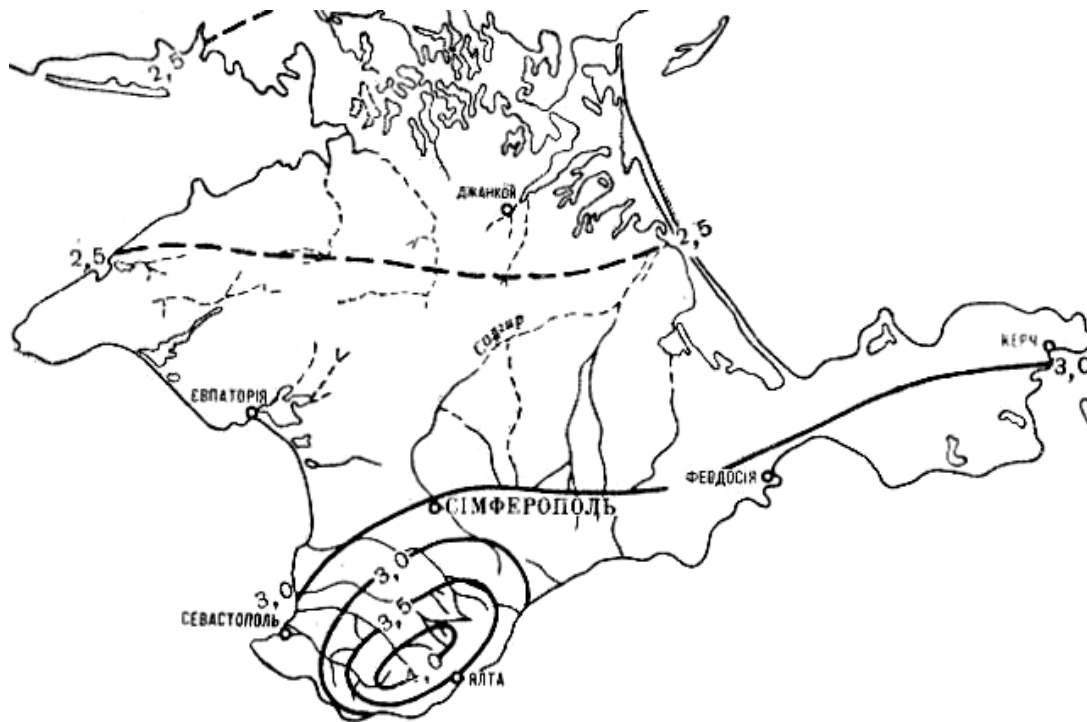


Рис. 2.1 – Карта ізоліній максимальної водовіддачі зливового стоку 3%-ої забезпеченості (в мм/10 хв) [12]

Для більш докладного аналізу структури (2.64) виразимо спочатку $h_m/10\text{хв}$ у рамках одномодального гідрографа з показником степеня $n=0,5$:

$$h_m(10_{\text{хв}}) = \frac{1}{1/6} \int_0^{1/6} q'_t dt = \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{1}{6T_0} \right)^n \right] q'_m. \quad (2.71)$$

Підставимо в (2.71) $n=0,5$ і $T_0=3$ год, тоді

$$h_m = 0,84 q'_m. \quad (2.72)$$

З іншого боку,

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} y_m, \quad (2.73)$$

а

$$h_m = 0,24 k_0 y_m. \quad (2.74)$$

Тепер (2.74) підставимо в базове рівняння (2.67), взявши $k'_1 = n' = r = \eta_1 = 1,0$, тобто

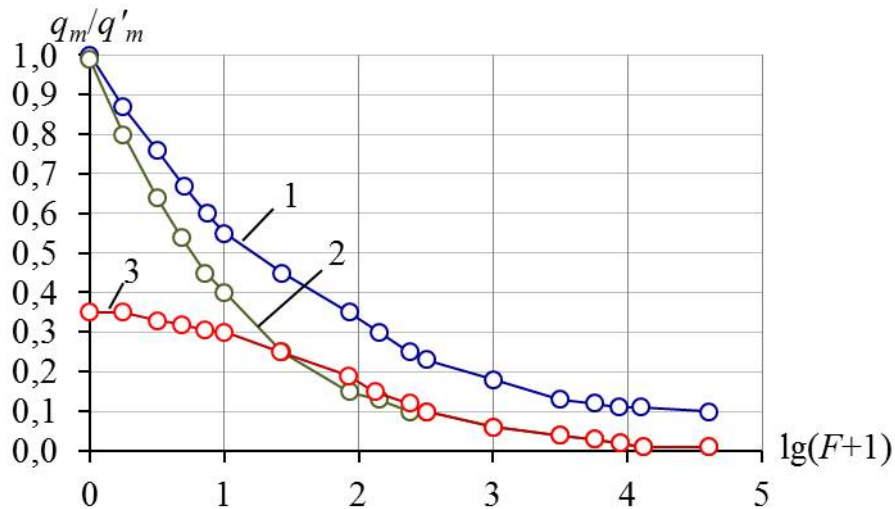
$$q_m = 0,24\varphi'q'_m. \quad (2.75)$$

Звідси

$$\frac{q_m}{q'_m} = 0,24\varphi'. \quad (2.76)$$

Побудована для діапазону t_p/T_0 від 0 до 20 ($F=40\,444\text{ км}^2$) залежність $q_m/q'_m = f(F)$ показана на рис. 2.2.

Свою верхню межу (при $F \rightarrow 0$) вона має 0,35 (замість одиниці). По опуклій кривій вона потім, відповідно до (2.65), убыває до $q_m/q'_m = 0,10$ при $t_p/T_0 = 1,0$. При $t_p/T_0 > 1$ залежність має увігнуті обриси, аж до 0,012 (при $F = 40\,444\text{ км}^2$). На цьому ж графіку показані редукційні криві в рамках емпіричної структури (2.2) з $n_1=0,40$ (П.М. Лютик, 1983) і $n_1=0,25$ (В.І. Вишневський, 1999). Криві q_m/q'_m виходять зі своєї верхньої межі, рівної одиниці, і монотонно знижуються. Причому, редукційна крива при $n_1=0,25$ ніде не перетинається із залежністю П.Ф. Вишневського. При $n_1=0,40$ залежності П.Ф. Вишневського і (2.2) перетинаються ($F=50,1\text{ км}^2$), після чого, аж до $40\,444\text{ км}^2$, вони майже збігаються.



1- при $n_1 = 0,25$; 2 – при $n_1 = 0,40$; 3 – за формулою
П.Ф. Вишневського

Рис. 2.2 – Залежність редукційного відношення q_m/q'_m від площі водозборів F

2.2.4.4 Розрахункова схема Є.В. Болдакова - М.М. Чегодаєва

Цю розрахункову схему не можна віднести до формул, які ґрунтуються на теорії руслових ізохрон, хоча вона і наближається за своїм змістом до них. За зовнішніми ознаками вона схожа з формулами сталої інтенсивності. Останній варіант формули, викладений в інструкції “ВСН 63-67”, має вигляд [58]

$$q_m = 16,7 a_1 \varphi_1 k_F \delta, \quad (2.77)$$

де φ_1 - коефіцієнт повноти стоку, який залежить від співвідношення T/t_{cx} (T - тривалість водоутворення, t_{cx} - час схилового добігання, який обумовлений моментом настання фази сталого режиму) і безрозмірної характеристики λ , що представляє собою відношення об'єму води, акумульованому в головному руслі, до об'єму води, акумульованої на схилах;

k_F - коефіцієнт нерівномірності розподілу опадів по території (для Карпатського регіону він змінюється від 1,0 до 0,64);

δ - коефіцієнт впливу озер і боліт на максимальний модуль;

a_1 - середня інтенсивність водоутворення за час T .

Судячи з визначення, параметр φ_1 зв'язаний зі схиловим і русловим регулюванням. Якщо знехтувати втратами схилового стоку на спаді, то

$$a_1 \cdot T = S_m \approx y_m, \quad (2.78)$$

де S_m - загальний шар водоутворення.

З урахуванням (2.75) при $\delta = 1,0$ формула (2.74) переписеться у вигляді

$$q_m = 16,7 \frac{y_m}{T} k_F \varphi_1. \quad (2.79)$$

Домноживши чисельник і знаменник (2.76) на k_0 , тоді

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{T} k_F \varphi_1. \quad (2.80)$$

Оскільки $T = T_0 - t_{cx}$, то

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \left(1 - \frac{t_{cx}}{T} \right) k_F \varphi_1 \quad (2.81)$$

чи в редакції

$$q_m / q'_m = \frac{n}{n+1} \left(1 - \frac{t_{cx}}{T} \right) k_F \varphi_1. \quad (2.82)$$

Якщо врахувати, що для степових районів тривалість водоутворення паводків рідкісної ймовірності перевищення становить порядку 2,0-2,5 години, то при $n = 0,5$ і $t_{cx} = 30$ хв.

$$q_m / q'_m = (0,19 \div 0,26) k_F \varphi_1. \quad (2.83)$$

Свою верхньою межею k_F має одиницю, а

$$q_m / q'_m = 0,22 \varphi_1. \quad (2.84)$$

З іншого боку, параметр φ_1 щодо розрахунку верхнього граничного значення q_m / q'_m втрачає свою визначеність. У силу цього, структуру (2.77) не можна визнати строго обґрунтованою в теоретичному відношенні.

2.2.4.5 Розрахункова схема Є.Д. Гопченка - М.В. Гопцій

Для розрахунку максимального стоку річок Передкарпаття пропонується формула, заснована на моделі руслових ізохрон. За цією схемою формування максимального стоку розглядається у вигляді двооператорної моделі трансформації опадів в русловий стік. Перший оператор (стік схилу) описується характеристиками підстильної поверхні схилів, а другий – трансформацією схилового припливу річковою мережею.

Важливо зауважити, що пропонується єдина формула для розрахунку максимального стоку паводків і повеней у всьому діапазоні площ водозборів. Структура формули дозволяє виконувати розрахунки з використанням даних по максимальних добових опадах (для дощових паводків); за даними про максимальні снігозапаси на початок весняної повені і за опадами, що випали за період повені [59-64]; і з використанням даних по максимальних шарах стоку (як для паводків, так і для повеней).

Для річок Передкарпаття прийнята операторна структура з використанням даних по максимальних шарах паводкового стоку [65].

Базова структура, взята як основа при розробці методики розрахунку максимального стоку на річках Передкарпаття, має вигляд:

$$q_p = q'_{1\%} \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F r \lambda_p, \quad (2.85)$$

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

$q'_{1\%}$ – максимальний модуль схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, рівний

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}; \quad (2.86)$$

$(n+1)/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу (для річок Передкарпаття дорівнює 8,86, а показник степені у рівняннях кривих ізохрон $n=0,13$);

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

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

$\psi(t_p/T_0)$ – трансформаційна функція, яка зумовлена часом руслового добігання t_p ;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт зарегулювання максимального стоку озерами і водосховищами проточного типу (визначається згідно з рекомендаціями СНиП 2.01.14-83);

λ_p – коефіцієнт забезпеченості.

Для річок Передкарпаття визначені усі параметри, що входять до запропонованої структури [65], а саме:

1. Для розрахунку максимального модуля схилового припливу $q'_{1\%}$:

- коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$ узагальнено по території на рівні 8,86;

- тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 також узагальнено по території (на рівні 66 годин);

- шар стоку $Y_{1\%}$ визначається за допомогою регіонального рівняння в залежності від середньої висоти водозборів $H_{сер}$, м,

$$Y_{1\%} = 195 + 0,15(H_{сер} - 800), \quad (2.87)$$

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

2. Трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$ розраховується в залежності від співвідношення t_p/T_0 (при $n = 0,13$ і $m = 1,0$) за рівняннями:

а) при $t_p/T_0 = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (2.88)$$

б) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - 0,83\left(\frac{t_p}{66}\right)^{0,13}; \quad (2.89)$$

в) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{7,59}{t_p} \left(2 - \frac{35}{t_p}\right); \quad (2.90)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0, \quad (2.91)$$

причому тривалість руслового добігання t_p визначається як співвідношення гідрографічної довжини річки L до швидкості добігання V_∂ . Швидкість паводкових хвиль обчислюється за формулою:

$$V_\partial = c_2 F^{\alpha_2} I^\beta, \quad (2.92)$$

де для річок Передкарпаття $c_2 = 1,44$, $\alpha_2 = 0,16$ і $\beta = 0,33$.

Побудована залежність $\psi(t_p/T_0) = f(t_p/T_0)$, яка наведена на рис. 2.3, показує, що вплив тривалості руслового добігання на трансформацію максимальних витрат води дощових паводків досить значний. Але особливо різко редуційна дія t_p на Q_m проявляється на малих водозборах. Потім, починаючи з $t_p/T_0 > 0,35$, темп убуття $\psi(t_p/T_0)$ з ростом розмірів водозборів значно уповільнюється. При переході з області $t_p < T_0$ в область $t_p > T_0$ ордината функції $\psi(t_p/T_0)$ знаходиться на рівні 0,20.

3. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F визначається за допомогою регіонального рівняння в залежності від площі водозборів F :

$$\varepsilon_F = \exp[-0,18 \cdot \lg(F + 1)]. \quad (2.93)$$

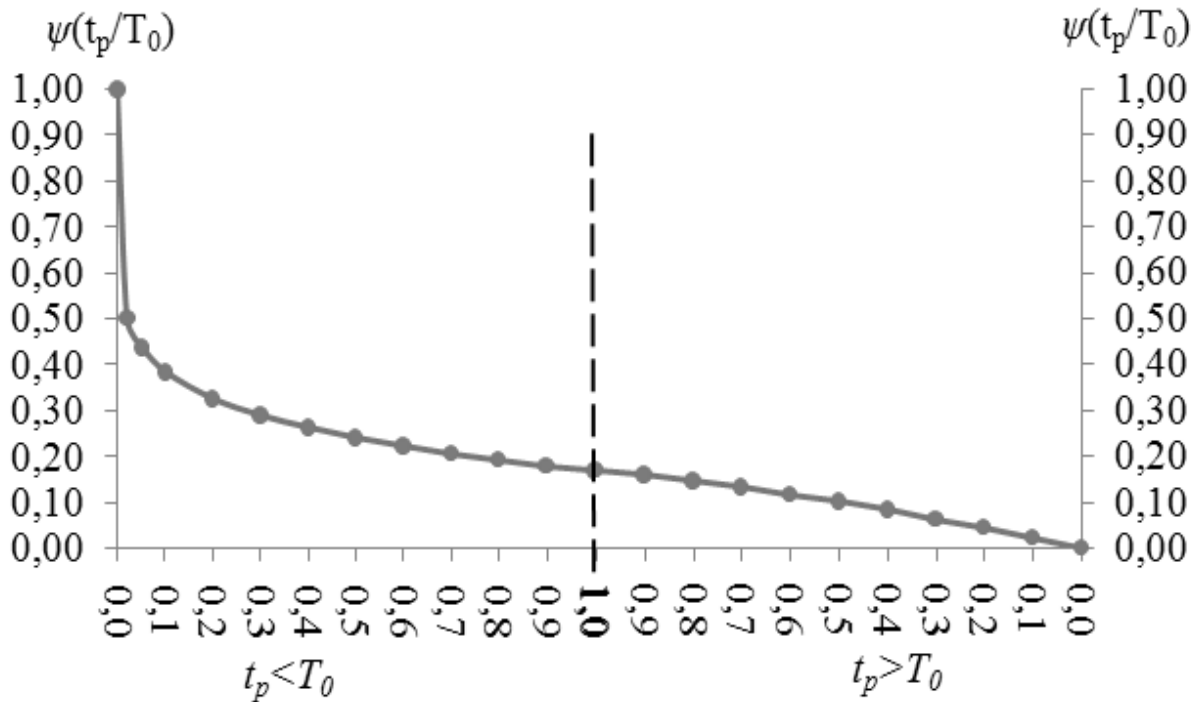


Рис. 2.3 – Трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$ для дощових паводків ймовірністю $P=1\%$ в басейнах річок Передкарпаття

Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F змінюється в залежності від площі водозборів від 1,0 (при $F=0$) до 0,45 (при $F=24\,600\text{ км}^2$).

Залежність редуційних коефіцієнтів $q_{1\%}/q'_{1\%}$, $\psi(t_p/T_0)$ та ε_F наведена на сумісному графіку (рис. 2.4). З рисунку видно, що у межах Передкарпаття з двох операторів трансформації $\psi(t_p/T_0)$ та ε_F , провідну роль відіграє русло-заплавне регулювання.

Точність запропонованої методики знаходиться на рівні 18,9% при точності вихідної інформації по максимальному стоку $\sigma_{Q_{1\%}}=17,9\%$. Це дозволяє рекомендувати запропоновану методику як регіональну для визначення максимальних витрат води у межах річок Передкарпаття без якихось доробок.

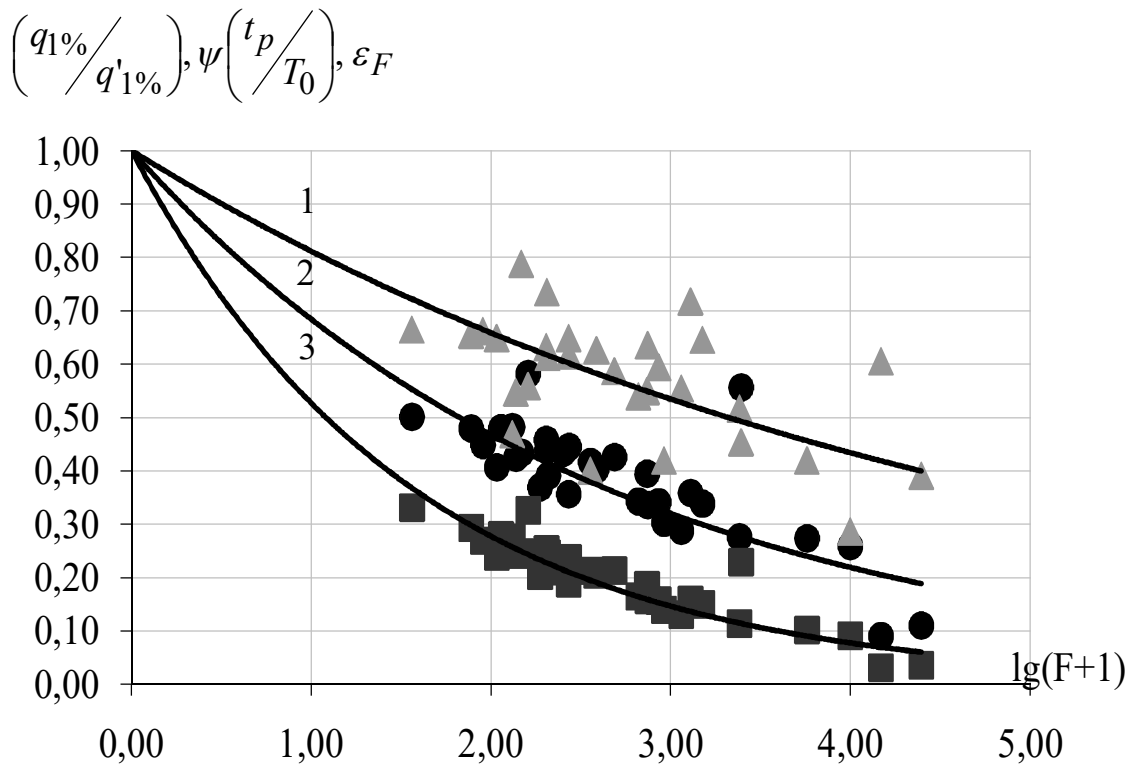


Рис. 2.4 – Трансформаційні функції максимального стоку дощових паводків у межах Передкарпаття:

$$1 - \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right); \quad 2 - \varepsilon_F; \quad 3 - \left(\frac{q_{1\%}}{q'_{1\%}}\right).$$

2.2.4.6 Розрахункова схема Є.Д. Гопченка – О.Л. Скорик

Методика, що пропонується в дисертаційній роботі «Паводочный сток в теплую часть года на территории Крымского полуострова и его расчетные характеристики» [66] для розрахунку максимального стоку дощових паводків невивчених річок гірського і степового Криму, базується на використанні математичної моделі А.М. Бефані (1958).

Різниця методичних підходів при узагальненні характеристик максимального стоку у межах гірського і степового Криму полягає, головним чином, у визначенні шарів Y_m схилового припливу. Розрахунковий варіант формули має вигляд:

$$q_p = 0,28 Y_m \varphi k_z \varepsilon'_\Pi \delta \lambda_p / t_p + q_{\bar{o}}, \quad (2.94)$$

де Y_m - загальний шар припливу води зі схилів до руслової мережі;

t_p - тривалість руслового добігання, год;

φ - коефіцієнт діючого шару стоку

- при $t_p < T_0$

$$\varphi = 11 \frac{t_p}{T_0} \left[1 - 0,91 \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^{0,1} \right]; \quad (2.95)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\varphi = 1,0; \quad (2.96)$$

k_z - гідрографічний коефіцієнт:

- при $(t_p / T_0 < 1,0)$

$$k_{z_1} = \left[1 - 0,86 (t_p / T_0)^{0,1} \right] / \left[1 - 0,91 (t_p / T_0)^{0,1} \right]; \quad (2.97)$$

- при $(t_p / T_0) > 1,0$

$$k_{z_2} = 2 - 0,52 \frac{T_0}{t_p}, \quad (2.98)$$

ε'_{II} - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків (водопіль);

λ_p - коефіцієнт забезпеченості;

$q_{\bar{\delta}}$ - модуль базисного стоку, причому:

$$q_{\bar{\delta}} = a_m (H_{сер} - H_0) F^{m_z}, \quad (2.99)$$

$H_{сер}$ - середня висота водозборів;

H_0 - нижня межа висоти для розрахунку $Q_{\bar{\delta}}$.

Значення a_m та H_0 табульовані у межах окремих водозборів; що стосується m_z , то він дорівнює 0,82 для річок північно-західного схилу, для північно-східного – 0,57, а для Південного берега Криму він становить 1,15.

δ - коефіцієнт зарегулювання максимального стоку пропонується встановлювати за СНиП 2.01.14-83 [44].

Для степової частини Криму також рекомендований вираз (2.94), за умови, що $q_6 = 0$. Принциповою є й методика визначення шарів стоку Y_m при відсутності спостережень за стоком, а саме:

$$Y_m = H_m * \eta_{B3}, \quad (2.100)$$

де H_m - добовий шар опадів, який становить для степового Криму 102 мм;

η_{B3} - коефіцієнт зливого стоку, враховуючий характер підстильної поверхні.

У СНиП 2.01.14-83 параметр η виражений формулою граничної інтенсивності:

$$\eta = \frac{C_2 \eta_0}{(F + 1)^{\eta_3}} \left(\frac{I_B}{50} \right)^{\eta_2}, \quad (2.101)$$

де C_2 - емпіричний коефіцієнт, який приймається рівним 1,3;

η_0 - збірний коефіцієнт стоку для водозборів з площею F , рівною 10 км² і середнім ухилом, рівним 50‰;

η_3 - для степової зони приймається рівним 0,11.

Усе викладене вище свідчить про велику різноманітність регіональних та ненадійну теоретичну базу більшості нормативних розрахункових схем для визначення максимальних витрат дощових паводків на гірських річках Карпат та Криму, а отже, про необхідність побудови нової, більш обґрунтованої та єдиної методики. Цій задачі й присвячене це дослідження.

2.3 Обґрунтування розрахункової методики для нормування характеристик максимального паводкового стоку гірських річок Карпат і Криму

Наведений вище аналітичний огляд методів розрахунку максимального стоку дощових паводків річок Карпат та Криму свідчить про те, що багатьом з них, включаючи і нормативні документи, властиві ті або інші, насамперед, структурні хиби. Наслідком цієї обставини є деяка умовність параметрів, що їх описують. У першу чергу це відноситься до усіх формул редуційного й об'ємного типів, а також формул граничної інтенсивності. Найбільше теоретично обґрунтованою з числа наявних для

розрахунку максимальних витрат дощових паводків необхідно визнати методику, розроблену О.Г. Іваненком та О.М. Мельничуком [56] для річок і тимчасових водотоків в Українських Карпатах. Спирається вона на відому формулу А.М. Бефані. Обмеженістю її є прийняття форми гідрографів припливу, які описуються квадратною параболою, що, як показали наступні дослідження Эль Фрігі Хасен Лотфі [67], Джабура Кхалдуна [68] і М.В. Гопцій [65] не відповідають реальній динаміці паводків гірських річок Карпат. До речі, дослідження Эль Фрігі Хасен Лотфі відносяться тільки до території Закарпаття, а М.В. Гопцій - для Передкарпаття. Як і в роботі [56], для Закарпаття розрахункова схема побудована за методикою А.М. Бефані. З огляду на те, що розробки О.Г. Іваненка, О.М. Мельничука [56], з одного боку, а Эль Фрігі Хасен Лотфі, - з іншого, відрізняються базовими параметрами (головні з них - форма гідрографів припливу і розрахункова тривалість надходження води зі схилів у руслову мережу) і структурно, доцільно мати єдину розрахункову методику для всього регіону Карпат. Приклад застосування такої методики показаний в роботі М.В. Гопцій, але лише для території Передкарпаття.

Що стосується території Криму, то тут заслуговує уваги методика О.Л. Скорик - Є.Д. Гопченка. Вона, також як й методика О.Г. Іваненка та О.М. Мельничука спирається на модель А.М. Бефані, яка має деякі обмеженості у використанні. Також слід відмити, що у цій методиці основна увага була прикута до території степного Криму, в той час як у даному дослідженні основний об'єкт - Гірський Крим.

Нижче ми зупинимося на питаннях, пов'язаних з обґрунтуванням методичних підходів при виборі розрахункової схеми для нормування характеристик паводкового стоку річок і тимчасових водотоків Карпат та Криму. Увага буде привернутою до теоретичних розробок, що найбільш повно описують процеси формування максимального стоку. До таких розробок, на думку авторів, можна віднести формули, які безпосередньо спираються на теорію руслових ізохрон.

2.3.1 Базова формула, яка отримана при реалізації моделі ізохрон в узагальнених геометричних побудовах

З теорії руслових ізохрон [51; 69; 70] випливає, що одномодальний гідрограф схилового припливу з тривалістю T_0 трансформується під впливом часу руслового добігання в гідрограф стоку тривалістю $(T_0 + t_p)$. У цьому випадку схиловий і русловий гідрографи доцільно представити рівняннями [41]:

- схиловий

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.102)$$

- русловий

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0 + t_p} \right)^m \right]. \quad (2.103)$$

Шар припливу, відповідно до (2.102), дорівнює

$$y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = q'_m T_0 \frac{n}{n+1}, \quad (2.104)$$

а руслового стоку

$$y_m = \int_0^{(T_0+t_p)} q_t dt = q_m (T_0 + t_p) \frac{m}{m+1}. \quad (2.105)$$

Прирівнюючи праві частини (2.104) і (2.105), запишемо вираз для максимального модуля стоку q_m :

$$q_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.106)$$

З (2.106) очевидно, що у взятій моделі руслових ізохрон максимальний модуль q'_m редукує зі збільшенням площі водозбору під впливом безрозмірної величини t_p/T_0 і в результаті зміни коефіцієнта часової нерівномірності стоку

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}. \quad (2.107)$$

Відповідно до [70], для (2.106) побудуємо безрозмірний комплекс q_m/q'_m , тобто

$$q_m / q'_m = \frac{k_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}}, \quad (2.108)$$

За матеріалами параметр $\frac{m+1}{m}$ дорівнює

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\bar{Q}_m(\bar{T}_0 + t_p)}{\bar{y}_m F}, \quad (2.109)$$

де $\bar{Q}_m$ - середня максимальна (за багаторічний період) витрата паводкового стоку;

$\bar{T}_0$ - за той же період середня тривалість схилового припливу;

$\bar{y}_m$ - середній багаторічний шар паводкового стоку.

Верхнє граничне значення для k_m дорівнює одиниці, тобто

$$(k_m)_{F \rightarrow 0} = \frac{m+1}{m} \Big/ \frac{n+1}{n} = 1,0. \quad (2.110)$$

Редукційна крива q_m / q'_m залежить від розміру водозборів, тобто

$$q_m / q'_m = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}. \quad (2.111)$$

Будується (2.111) на основі емпіричних даних, але описується, як видно з (2.108), лише частково, тому що (2.108) не враховує ефектів русло-заплавного регулювання. З цього можна зробити висновок, що наближена модель трансформації схилового гідрографа в русловий не вичерпується тільки часом руслового добігання t_p . Не випадково, модель руслових ізохрон була доповнена трансформаційним коефіцієнтом, пов'язаним ще й з русло-заплавним регулюванням. Така модель (у вигляді розгорнутої генетичної формули) найбільш повно представлена А.М. Бефані і Н.Ф. Бефані [71]. Й.А. Желєзняк [72] замість двох функцій - ізохрон і русло-заплавного регулювання, вводить у розрахункову схему функцію впливу P , яка встановлюється методом оптимізації.

У дослідженнях Є.Д. Гопченка [41; 73; 74] замість тривалості руслових гідрографів $(T_0 + t_p)$ приймається значення T_n , що включає, крім T_0 і t_p , ще й час опорожнення русло-заплавної ємності Δt . З урахуванням сказаного, (2.103) записується в більш загальному вигляді

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right]. \quad (2.112)$$

Його інтегрування по T_n приводить до виразу шару стоку

$$y_m = q_m T_n \frac{m}{m+1}. \quad (2.113)$$

Поєднуючи (2.104) і (2.113), а також здійснивши деякі перетворення, приходимо до структури [41]:

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_m, \quad (2.114)$$

де k_n - коефіцієнт русло-заплавного регулювання, який дорівнює

$$k_n = \frac{T_0}{T_n} \leq 1,0, \quad (2.115)$$

а

$$k_m = \frac{m+1}{m} \Bigg/ \frac{n+1}{n}. \quad (2.116)$$

Безрозмірний комплекс q_m/q'_m буде мати вигляд

$$\frac{q_m}{q'_m} = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0} + \frac{\Delta v}{T_0}} k_m. \quad (2.117)$$

Від (2.108), як легко бачити, (2.117) відрізняється додатковою трансформацією, зумовленою Δt .

2.3.2 Математична модель А.М. Бефані для малих водозборів (без урахування русло-заплавного регулювання)

У якості ознак малих водозборів при побудові математичної моделі формування максимального стоку А.М. Бефані [54; 75] вважає:

1. Прямокутну форму водозборів з водотоком по середині, перерізаючим його.

2. Рівномірний розподіл по площі зрошення шару припливу води зі схилів до руслової мережі.

3. Відсутність бічних приток, тобто малий водозбір трансформує тільки поверхневу складову схилових вод, що надходять безпосередньо до русла.

Вихідне диференціальне рівняння, що описує такі випадки формування стоку, має вигляд [54]:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t. \quad (2.118)$$

Його інтегрування при заданих початкових ($t=0$; $\omega=0$) і граничних ($x=0$; $\omega=0$) умовах приводить до алгебраїчних виразів:

а) при ($t_p < T_0$)

$$q_m = \frac{y_{t_p}}{t_p}; \quad (2.119)$$

б) при ($t_p \geq T_0$)

$$q_m = \frac{y_m}{t_p}. \quad (2.120)$$

В узагальненому варіанті

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} \varphi, \quad (2.121)$$

де φ - коефіцієнт діючого шару стоку, що, відповідно до [47], для одноmodalьних паводків має вигляд:

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]. \quad (2.122)$$

Якщо (2.122) підставити до (2.121), то приходимо до виразу, обґрунтованому в [76]

$$q_m = q'_m \psi(t_p / T_0), \quad (2.123)$$

де $\psi(t_p / T_0)$ - трансформаційна функція, обумовлена часом руслового добігання

$$\psi(t_p / T_0) = 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n. \quad (2.124)$$

У [70; 77] достатньо докладно досліджується функція φ/t_p (також названа трансформаційною). Основні результати зводяться до побудови рівнянь:

а) при $(t_p / T_0) = 0$

$$\tilde{\varphi}(t_p / T_0) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}; \quad (2.125)$$

б) при $0 < (t_p / T_0) < 1,0$

$$\tilde{\varphi}(t_p / T_0) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.126)$$

в) при $(t_p / T_0) \geq 1,0$

$$\tilde{\varphi}(t_p / T_0) = 1/t_p. \quad (2.127)$$

Таке трактування φ/t_p , як функції трансформації за рахунок часу руслового добігання, є недостатньо чітким, виходячи з двох причин:

а) у рівняннях (2.123), (2.125) і (2.127) функція φ/t_p має розмірність, обернену розмірності часу (1/год.);

б) у моделі ізохрон трансформується не шар стоку, а модуль припливу q'_m .

Тому трансформаційну функцію, обумовлену часом руслового добігання t_p , варто було б прийняти в редакції, яка впливає з (2.123), тобто

$$\psi(t_p / T_0) = \frac{q_m}{q'_m}. \quad (2.128)$$

У параметричному вигляді $\psi(t_p/T_0)$ запишеться так:

а) при $t_p/T_0=0$

$$\psi(t_p/T_0)=1,0, \quad (2.129)$$

що відповідає його верхній межі;

б) при $0<(t_p/T_0)<1,0$

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

в) при $(t_p/T_0)\geq 1,0$

$$\psi(t_p/T_0)=\frac{n}{n+1}\frac{T_0}{t_p}. \quad (2.131)$$

Останнє рівняння утворюється з умови, що $\varphi=1,0$ і перетворення (2.120) до вигляду

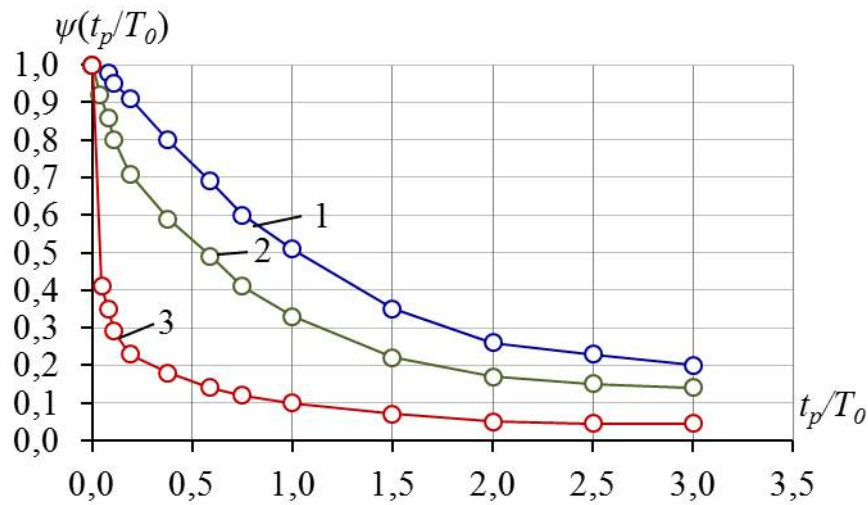
$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}. \quad (2.132)$$

Крім того, при $(t_p/T_0)\rightarrow 0$ трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$ наближається до своєї нижньої границі, яка дорівнює 0.

Поводження функції $\psi(t_p/T_0)$ при різних формі гідрографів припливу ($n=1,0$; $n=0,5$; $n=0,10$) у залежності від співвідношення t_p/T_0 наводиться на рис. 2.5.

З рис. 2.5 видно, що трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$, незалежно від n , виходить із свого верхнього граничного значення $\psi(t_p/T_0)=1,0$, а потім убиває з ростом співвідношення t_p/T_0 . Причому, при $t_p=T_0$ функція $\psi(t_p/T_0)$ має ординату, рівну оберненій величині коефіцієнта часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$. При подальшому зростанні співвідношення t_p/T_0 функція $\psi(t_p/T_0)$ продовжує убивати пропорційно T_0/t_p . Звертає увагу й той факт, що при лінійному графіку припливу ($n=1,0$) функція $\psi(t_p/T_0)$ до $t_p/T_0\leq 1,0$ змінюється за лінійною залежністю, а надалі вона має увігнутий характер. Зі зменшенням n , тобто

зі збільшенням часової нерівномірності схилого припливу функція (t_p/T_0) має усе більшу увігнутість, особливо в діапазоні $t_p/T_0 < 0,4$.



1 – $n=1,0$; 2 – $n=0,5$; 3 – $n=0,1$

Рис. 2.5 – Зміна трансформаційної функції, зумовленої часом руслового добігання

І, нарешті, функції $\tilde{\varphi}(t_p) = \varphi/t_p$ і $\psi(t_p/T_0)$ між собою пов'язані масштабним коефіцієнтом

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}, \quad (2.133)$$

оскільки

$$\psi(t_p / T_0) = \tilde{\varphi}(t_p) / \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (2.134)$$

2.3.3 Математична модель А.М. Бефані для річкових систем (без урахування русло-заплавного регулювання)

На відміну від моделі малих річок, річкові системи мають розгалужену гідрографічну мережу і довільну форму водозбірної площі. При допущенні сталості по території коефіцієнта густоти гідрографічної мережі вихідне диференціальне рівняння має вигляд [54; 78]:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha B_t q'_t, \quad (2.135)$$

де α - коефіцієнт густоти гідрографічної мережі;

B_t - ширина водозбору по ізохронах руслового добігання, що знаходяться на відстані x від найбільш віддаленої точки на водозборі.

Інтегрування (2.135), виконане А.М. Бефані при тих же початкових і граничних умовах, що й (2.118), приводить до рівнянь:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{y_{t_p}}{t_p} k_1; \quad (2.136)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} k_2. \quad (2.137)$$

В узагальненому варіанті

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} \phi k_\Gamma, \quad (2.138)$$

де k_Γ - гідрографічний коефіцієнт, що у залежності від співвідношення t_p/T_0 записується в редакції [71]

а) при $t_p < T_0$

$$k_\Gamma = k_1 = \frac{1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n}{1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n}; \quad (2.139)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$k_\Gamma = k_2 = \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1}. \quad (2.140)$$

З урахуванням (2.137) і (2.138) [79]:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = q'_m \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.141)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]. \quad (2.142)$$

Трансформаційна функція розпластування $\psi(t_p/T_0)$, зумовлена часом руслового добігання в сполученні з динамікою схилового припливу (n) і формою водозборів (m_1), буде записана у вигляді

а) при $(t_p/T_0)=0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1,0; \quad (2.143)$$

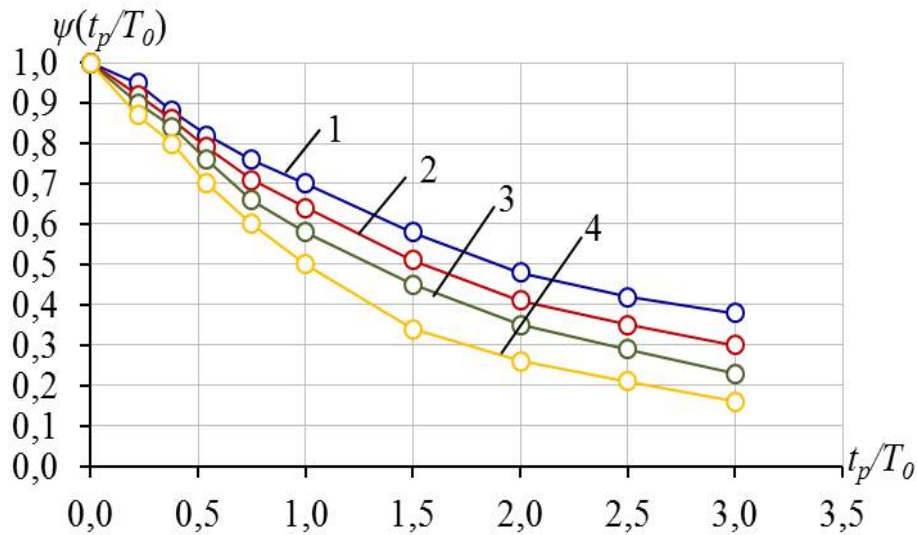
б) при $0 < (t_p/T_0) < 1,0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (2.144)$$

в) при $(t_p/T_0) \geq 1,0$

$$\psi(t_p/T_0) = \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]. \quad (2.145)$$

Щоб дослідити поведінку функції $\psi(t_p/T_0)$ у залежності від форми водозборів, на рис. 2.6 показана залежність $\psi(t_p/T_0) = f(t_p/T_0)$ при фіксованому $n=1,0$ (верхнє граничне значення для форми схилових гідрографів) і різних m_1 , які дорівнюють: 2,0 (опукла форма руслових ізохрон); 1,0 (лінійна); 0,5 (увігнута).



1 - при $m_1=0,5$; 2 - при $m_1=1,0$;
3 - при $m_1=2,0$; 4 - без урахування m_1

Рис. 2.6 – Залежність трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ від співвідношення (t_p/T_0)

Крім того, що в усіх випадках простежується та ж закономірність у зміні $\psi(t_p/T_0)$ із ростом t_p/T_0 , що й на рис. 2.5, тобто чітко видно вплив форми водозборів на характер трансформації паводків залежно від тривалості руслового добігання. У порівнянні з (2.130) і (2.131), залежності (2.144) і (2.145) істотно пом'якшують розпластування паводкових хвиль і тим більшою мірою, чим менше m_1 і чим більше співвідношення t_p/T_0 [80; 81].

При $n=1,0$ залежність $\psi(t_p/T_0)=f(t_p/T_0)$ в області $t_p/T_0 \leq 1,0$ має лінійний вигляд. Коефіцієнти регресії цих прямих зумовлені m_1 , що добре видно з табл. 2.6.

Таблиця 2.6 – Коефіцієнти регресії α_l прямих $\psi(t_p/T_0)=f(t_p/T_0)$ в області $(t_p/T_0 \leq 1,0)$ при різних m_1 та $n = 1,0$

	m_1 , що дорівнюють			Без урахування m_1 (прямокутний водозбір)
	2	1	0,5	
α_l	0,30	0,33	0,38	0,50

Аналогічна рис. 2.6 й залежність $\psi(t_p/T_0)=f(t_p/T_0)$, але при фіксованому $n=0,10$ і тих же значеннях m_1 (2,0; 1,0; 0,5), показана на

рис. 2.7. Від попередньої вона відрізняється більшою компактністю, асиметричністю і дещо меншим впливом форми водозбору на трансформацію паводків.

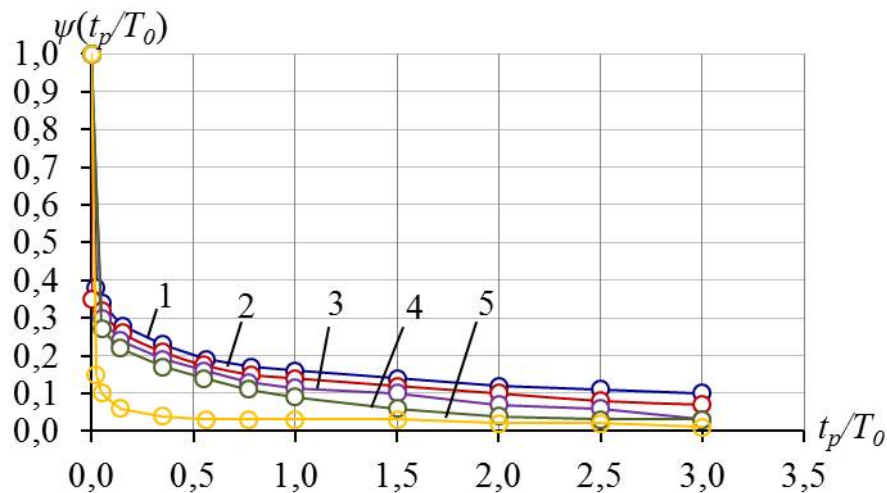
Із зіставлення рис. 2.6 і 2.7 можна зробити такі важливі висновки:

1. Трансформації, зумовлені часом руслового добігання, загалом відносяться до паводків з високим ступенем нерівномірності схилового припливу.

2. Із збільшенням площі водозборів, завдяки зменшенню показника степеня m_1 у рівнянні кривої ізохрон, відбувається зниження редукції максимальних модулів, у порівнянні з малими водозборами ($m_1=2,0$) або з нерозгалуженими водозборами прямокутної форми.

2.3.4 Узагальнена математична модель формування паводкового стоку А.М. Бефані

є в роботах А.В. Огієвського [51] приверталася увага до того, що модель ізохрон, реалізована у так званій «розгорнутій генетичній формулі», дає розбіжності розрахункових гідрографів паводків у порівнянні з фактичними. Відзначено й причину цієї обставини - неурахування спрощеною моделлю ізохрон ефектів русло-заплавного зарегулювання.



1 – при $m_1=0,5$; 2 – при $m_1=1,0$; 3 – при $m_1=2,0$; 4 – без урахування m_1 ; 5 - редукційна крива $q_m/q'_m = 1/(F+1)^{0,38}$

Рис. 2.7 – Залежність трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ від співвідношення t_p/T_0

І тільки у 80-х роках ХХ сторіччя Н.Ф. Бефані [82] і А.М. Бефані [71] включили русло-заплавне регулювання у диференціальне рівняння (2.30), записавши його в такій редакції:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t}(\omega + \omega_n + \delta\omega_a) = \alpha Q'_t B_t, \quad (2.146)$$

де ω - площа водного перерізу основного русла річок;

ω_n - площа живого перерізу заплавного потоку;

ω_a - площа водного перерізу алювіального потоку.

Приступаючи до інтегрування (2.146), його автори зробили декілька допущень:

1. Що площі живого перерізу ω_n і ω_a пов'язані лінійною залежністю з ω , причому ці залежності виходять із початку координат, а кути регресії прямих зв'язку залишаються постійними на всьому протязі водотоку.

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

3. При вирішенні (2.146) коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε'_n осереднювався по довжині річок.

Власне, тільки останнє допущення можна вважати змушеним, щоб уникнути надзвичайного ускладнення, інтегруючи (2.146). Подальші дослідження деяких авторів, у тому числі Н.Ф. Бефані й А.М. Бефані, показали, що ε'_n залежить не тільки від розмірів водозборів, але також і від характеру припливу води зі схилів до руслової мережі і, якоюсь мірою, від форми водозбору в плані.

Що ж стосується двох інших зауважень, то на них необхідно зупинитися окремо. По-перше, не обговорюючи питання про характер зв'язку між ω , а також ω_n і ω_a (на предмет їх лінійності), відзначимо лише, що навіть у лінійному вигляді ці залежності не можуть бути променями. Вони являють собою функцію з вільним членом, розмір якого визначається моментом виходу води на заплав. Меншою мірою це відноситься до алювію, оскільки його заповнення відбувається, по суті, протягом усього часу підйому рівнів води, хоча і не завжди монотонно. Але ω_a дуже мала, стосовно двох інших складових потоку - ω і ω_n .

Безумовно, прийняття сталості α у межах значних річкових систем є дуже далеким від реальності.

Відповідно до основних закономірностей будови гідрографічної мережі [1], коефіцієнт α убуває в міру наростання розміру водозборів (порядку річок).

Спираючись на викладене, нам здається більш підходящим одержання алгебраїчних рівнянь для розрахунку максимальних модулів паводків і

водопіль на основі сформульованої А.М. Бефані [71] розгорнутої загальної моделі руслових ізохрон вигляду:

$$Q_t = q'_1 f_{t_p} \varepsilon_{t_p} + q'_2 f_{t_p-1} \varepsilon_{t_p-1} + \dots + q'_{t-1} f_2 \varepsilon_2 + q'_t f_1 \varepsilon_1, \quad (2.147)$$

де f_i - i -та міжізохронна площадка (нумерація по ходу руслового добігання);

ε_i - коефіцієнти русло-заплавного регулювання;

q'_i - модулі схилового припливу, осереднені в межах взятої одиниці добігання Δt_p .

Щодо Q_m автори [68] записують рівняння так:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = \left(\sum_{t_p} q'_i f_j \varepsilon_j \right)_m; \quad (2.148)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \left(\sum_{T_0} q'_i f_j \varepsilon_j \right)_m. \quad (2.149)$$

При осередненні ε у часі (2.148) і (2.149) призводять до рівняння, яке набуло широкої популярності

$$q_m = \frac{y_m}{t_p} \phi k_F \varepsilon'_F, \quad (2.150)$$

де ε'_F - коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання максимальних модулів стоку q_m .

З урахуванням (2.141) і (2.142):

$$q_m = q'_m \psi(t_p / T_0) \varepsilon'_F, \quad (2.151)$$

причому функція $\psi(t_p / T_0)$ визначається рівняннями (2.143) - (2.145).

З (2.151) виходить, що функція русло-заплавного регулювання ε'_F є:

$$\varepsilon'_F = \frac{q_m}{q'_m} / \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right). \quad (2.152)$$

Залежність $q_m/q'_m = f(F)$ для річок Карпат надається на рис. 2.8, що описується рівнянням

$$q_m/q'_m = 1/(F+1)^{0,27}. \quad (2.153)$$

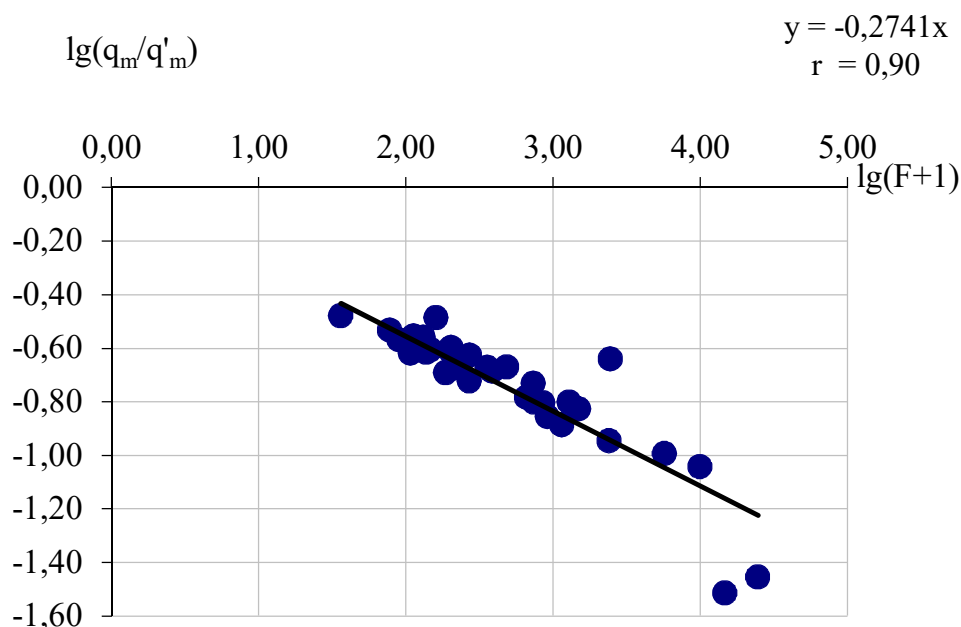


Рис. 2.8 – Залежність коефіцієнта загальної редукції q_m/q'_m від площі водозбору F для річок Українських Карпат

Спираючись на закономірність (2.153), у цій роботі з (2.152) були розраховані коефіцієнти ε'_F при $T_0=40$ час, $n=0,10$ і різноманітних показниках степені в рівнянні кривої ізохрон ($m_1=2,0$; 1,0 і 0,5), а також без урахування гідрографічного коефіцієнта k_F . Результати зведені на рис. 2.9.

З рис. 2.9 очевидно, що в умовах Карпат ε'_F має приблизно таку ж частину загальної редукції q_m/q'_m , як і $\psi(t_p/T_0)$. Це твердження добре ілюструється рис. 2.10. З огляду на те, що зі збільшенням F гідрографічна мережа стає усе більш розгалуженою (що супроводжується зменшенням m_1), у розрахунковому варіанті F були обчислені при змінних розмірах m_1 .

Зокрема, спираючись на дослідження О.В. Гушлі [41], нами взято для m_1 рівняння

$$m_1 = 2,0 - 0,26 \lg(F+1). \quad (2.154)$$

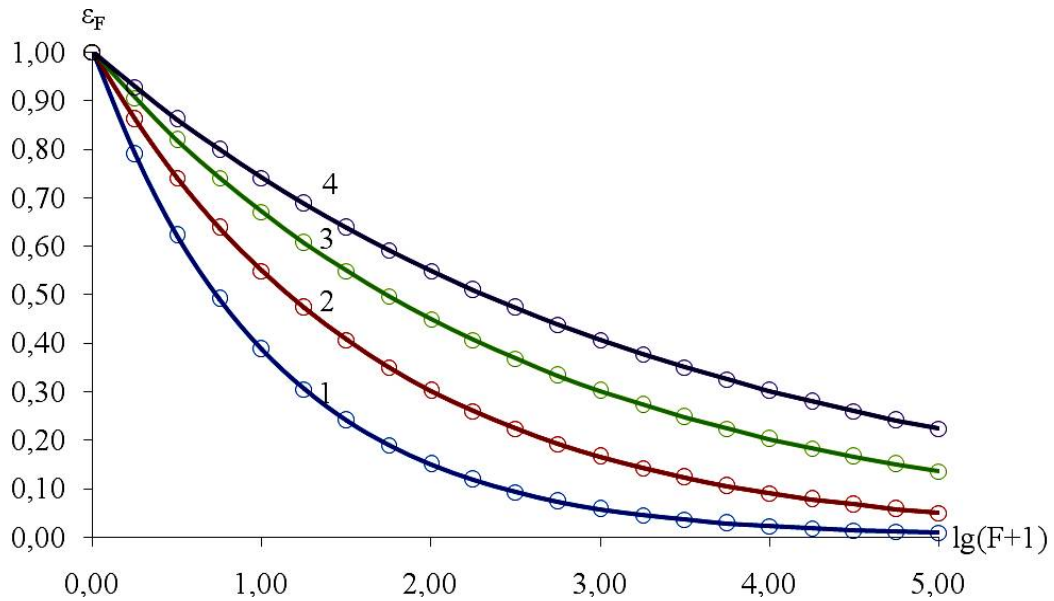


Рис. 2.9 – Залежність коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання паводків ε_F від розмірів площі водозборів F при $n=0,10$ і:
1- $m_1=2,0$; 2- $m_1=1,0$; 3- $m_1=0,5$; 4- без урахування гідрографічного коефіцієнта k_F

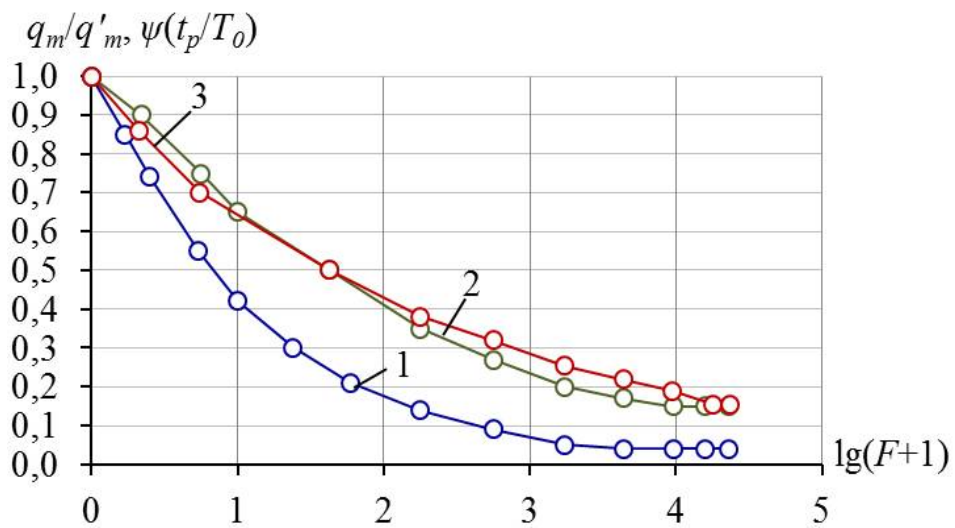


Рис. 2.10 – Залежність коефіцієнтів руслової трансформації $\psi(t_p/T_0)$ - 3 і ε_F - 2, q_m/q'_m - 1 від площі водозбору F при $n=0,10$ та перемінному m_1

У цьому випадку, як очевидно з рис. 2.10, для ε_F отримана монотонно убутна функція $\varepsilon_F = f(F)$, що може бути корисним на практиці.

Можливий ще один спосіб визначення m_1 , рекомендований О.Г. Іваненком й О.М. Мельничуком [56]:

$$m_1 = 1 / (B_m / B_{сер} - 1), \quad (2.155)$$

де B_m - максимальна ширина басейну;

$B_{сер}$ - середня ширина басейну.

2.3.5 Трансформація максимальних витрат води проточними водоймами

До водойм проточного типу відносяться: озера, водосховища, ставки. Маючи регулюючу ємність, вони, у залежності від її розмірів, спроможні в тому або іншому ступені трансформувати гідрографи паводків і водопіль. Не зупиняючись докладно на аналізі методів трансформації паводків водоймищами, відзначимо, що найбільш просте вирішення такої задачі при однаковості коефіцієнтів нерівномірності вхідного (у водоймище) і скидного гідрографів було запропоновано Д.І. Кочеріним [42]. Коефіцієнт трансформації максимальної витрати води водосховищем є відношення

$$\frac{(Q_m)_2}{(Q_m)_1} = r = 1 - \frac{\Delta V}{W}, \quad (2.156)$$

де $(Q_m)_1$ - максимальна витрата вхідного гідрографа;

$(Q_m)_2$ - максимальна витрата скидного гідрографа;

ΔV - регулюючий об'єм водоймища (озера, водосховища, ставки);

W - об'єм паводка.

У більш загальній постановці, коли коефіцієнти вхідного і скидного гідрографів вважаються різними, Д.Л. Соколовський [42] у (2.156) увів додатковий коефіцієнт k , який дорівнює

$$k = \frac{(1 + \gamma_1) f_1}{(1 + \gamma) f}. \quad (2.157)$$

У чисельнику (2.157) представлений коефіцієнт нерівномірності напівгідрографа скидання, а в знаменнику - коефіцієнт нерівномірності вхідних гідрографів. З урахуванням (2.157) вираз (2.156) запишеться у вигляді

$$r = \left(1 - \frac{\Delta V}{W}\right) k. \quad (2.158)$$

Середнє значення k , за Д.Л. Соколовським, знаходиться на рівні 0,85.

Говорити про вигляд функції r у край важко, оскільки усе залежить від динаміки вхідного гідрографа, а також від будови чаші водойми, яка визначає криві об'ємів і площ у міру наповнення водойми. Одним із варіантів (2.156) для N водойм проточного типу є формула, запропонована УкрНДГМІ [83]:

$$r = 1 - \gamma^2 \left(\sum_{i=1}^N W_i F_i \right) / \left(\sum_{i=1}^N y_i F_i \right), \quad (2.159)$$

де $W_1, W_2, \dots, W_N$ - регулююча ємність окремих водойм;
 $F_1, F_2, \dots, F_N$ - площа водозборів цих водойм, а

$$\gamma = \frac{F_p}{F}, \quad (2.160)$$

F_p - площа водозбору, зарегульована озерами, водосховищами і ставками.

Оцінка r за формулами вигляду (2.156), (2.157), (2.158) можлива при наявності вичерпної інформації про водойми руслового типу, їхнє місце розташування, морфометрію і кількість. На практиці набули поширення спрощені методи розрахунку r , а найбільш відомим з них є той, що наводиться у СНиП 2.01.14-83 [44]

$$r = \frac{1}{1 + c f'_{oz}}, \quad (2.161)$$

де c - параметр, чисельне значення якого визначається середнім багаторічним шаром стоку за період паводка або водопілля;

f'_{oz} - середня зважена озерність

$$f'_{oz} = \sum_{i=1}^N (100 F_{oz_i} F_i / F^2), \quad (2.162)$$

F_{oz_i} - площа водного дзеркала i -ї водойми;

F_i - площа водозбору озера.

За відсутності даних про площі водозборів окремих водойм рекомендується f'_{oz} визначати за формулою:

$$f'_{oz} = 0,36(f_{oz} - 2), \quad (2.163)$$

де f_{oz} - відносна озерність

$$f_{oz} = \frac{\omega_i}{F}, \quad (2.164)$$

ω_i - площа водного дзеркала i -го озера.

Нами у розрахунковій схемі максимального паводкового стоку річок Карпат і Криму рекомендується використовувати формулу (2.161), яка увійшла в нормативний документ СНиП 2.01.14-83 [44].

Щодо спроможності трансформуючих ставків, у СНиП 2.01.14-83 вказується, що при ймовірності щорічного перевищення $P < 5\%$ їх враховувати не слід. При $P > 5\%$ припускається зменшення розрахункового значення витрати води до 10%.

2.3.6 Методика, що пропонується для розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків на гірських річках Криму і Карпат

Аналітичний огляд науково-методичної бази для нормування характеристик максимального стоку річок, у тому числі й гірських регіонів, є підставою про доцільність застосування при побудованні розрахункових схем теоретичної моделі руслових ізохрон. Зокрема,

-при $t_p < T_0$

$$Q_m = \left(\sum_{t_p} q'_i f_j \varepsilon_j \right)_m; \quad (2.165)$$

-при $t_p > T_0$

$$Q_m = \left(\sum_{T_0} q'_i f_j \varepsilon_j \right)_m, \quad (2.166)$$

де Q_m - максимальна витрата води паводка (водопілля);

q'_t - ординати редуційного гідрографа схилового припливу води до руслової мережі;

t_p - тривалість руслового добігання;

T_0 - тривалість схилового припливу;

ε_j - функція русло-заплавного зарегулювання паводків і водопіль;

f_j - міжізохронні площадки

$$f_j = B_j V_0 \Delta t, \quad (2.167)$$

де B_j - ширина водозбору по ізохронах руслового добігання;

V_0 - швидкість руслового добігання паводкових (повеневих) хвиль;

Δt - крок у часі.

За рекомендацією [41; 84-86], функції q'_t і B_j при розв'язанні задач, пов'язаних з розрахунковими схемами в області максимального стоку, доцільно використовувати в редакції:

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (2.168)$$

а

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right], \quad (2.169)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу;

B_m - максимальна ширина водозборів по ізохронах руслового добігання.

За умови представлення функцій (2.159) і (2.160) у редуційному вигляді доцільно записати їх інтегральними рівняннями:

-при $t_p < T_0$

$$Q_m = \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.170)$$

-при $t_p > T_0$

$$Q_m = \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt, \quad (2.171)$$

де ε_t - функція русло-заплавного зарегулювання, по якій матеріали спостережень відсутні.

Оскільки ε_t є невідомою складовою у рівняннях (2.170) і (2.171), то запишемо їх у спрощеному вигляді, а саме:

-при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{cnp.} = \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt ; \quad (2.172)$$

-при $t_p > T_0$

$$(Q_m)_{cnp.} = \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt . \quad (2.173)$$

Перехід від (2.172) і (2.173) до рівнянь (2.170) і (2.171) можна здійснити за допомогою коефіцієнта k_ε , який дорівнює

$$k_\varepsilon = \frac{Q_m}{(Q_m)_{cnp.}} . \quad (2.174)$$

З урахуванням (2.174), $Q_m = k_\varepsilon (Q_m)_{cnp.}$, а (2.170) та (2.171) набудуть вигляду:

-при $t_p < T_0$

$$Q_m = \varepsilon_F \int_0^{t_p} q'_t B_t dt ; \quad (2.175)$$

-при $t_p > T_0$

$$Q_m = \varepsilon_F \int_0^{T_0} q'_t B_t dt , \quad (2.176)$$

де ε_F - коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання максимальних витрат води паводків і водопіль, який при $t_p < T_0$ має вигляд $\varepsilon_F = k_\varepsilon \bar{\varepsilon}_{t_p}$, а при $t_p > T_0$ - $\varepsilon_F = k_\varepsilon \bar{\varepsilon}_{T_0}$.

Максимальні модулі паводкового (або повеневого) стоку будуть мати такий розрахунковий вигляд:

- при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \frac{q'_m B_m}{B_{cep} L} V_{\partial} \varepsilon_F \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right] dt =$$

$$q'_m \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F \quad (2.177)$$

- при $t_p > T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \frac{q'_m B_m}{B_{cep} L} V_{\partial} \varepsilon_F \int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right] dt =$$

$$q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right] \varepsilon_F \quad (2.178)$$

Вираз, що знаходиться у квадратних дужках формули (2.177), є спадною функцією розміру водозборів і своєю межею має одиницю (при $t_p / T_0 = 0$). Він визначає ступінь трансформації повеневих (або паводкових) хвиль під впливом розмірів водозборів. Для нього введемо позначення $\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right)$, тобто при $t_p < T_0$

$$\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n. \quad (2.179)$$

Аналогічною функцією розпластування паводкових (повеневих) хвиль можна визначити й для умови $t_p > T_0$, зокрема, виходячи із структури (2.178)

$$\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]. \quad (2.180)$$

Нижньою межею коефіцієнта трансформації $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \in 0$ при $t_p \gg T_0$. Після описаних процедур формулу для розрахунку максимальних модулів стоку можна записати в редакції

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F r, \quad (2.181)$$

де r - коефіцієнт зарегулювання паводкового (повеневого) стоку водоймами проточного типу.

Модуль схилового припливу q'_m у параметричному вигляді можна визначити, спираючись на (2.168). Для цього проінтегруємо його по T_0 , тоді

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (2.182)$$

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

Отже, для річок Українських Карпат в якості розрахункової рекомендується саме структура (2.181), яка фактично не має обмежень з точки зору генетичних типів паводків і водопіль, а також розмірів річок.

З іншого боку, вираз (2.182) можна використати й в рамках редукційної структури (2.111).

Формулу (2.111) слід вважати, по суті, узагальненим варіантом одномодальної геометрії гідрографів паводків і повеней, але лише для випадку, якщо мінливість тривалості припливу вод зі схилів T_0 по території в цілому невелика і її припустимо усереднити.

За цих умов q'_m є максимальний модуль схилового припливу і дорівнює:

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m = k_0 Y_m, \quad (2.183)$$

де k_0 – коефіцієнт трансформації схилового стоку;

Співставлення (2.111) і (2.181) показує, що

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}, \quad (2.184)$$

тобто при осередненні по території T_0 рівняння (2.181) зводиться до відомої структури редуційної емпіричної формули.

Формула вигляду (2.111) є наслідком осереднення по території T_0 . Як видно з (2.183), ця умова не є обов'язковою, але тоді T_0 не підлягає осередненню, а узагальнюється по території іншими прийомами. Зокрема, одним з варіантів узагальнення є картування величин, і, якщо спостерігається зміна по території в одному напрямку T_0 і Y_m , то тоді редуційна формула набуває вигляду:

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (2.185)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу, який дорівнює

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}. \quad (2.186)$$

Перевагою цієї структури, на нашу думку, є, з одного боку, її простота та невелика кількість розрахункових параметрів [87]. З іншого боку, на відміну від стандартних формул редуційного виду, при обґрунтуванні структури (2.186) застосовано метод ізохрон, що дозволяє більш повно врахувати усі стокоформувальні фактори, які в цій формулі представлені складовими модуля схилового припливу q'_m .

Редуційна структура в редакції (2.185) у подальших розрахунках буде реалізована на прикладі паводків теплового періоду року на річках Гірського Криму [87-89].

РОЗДІЛ 3

СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ЧАСОВИХ РЯДІВ МАКСИМАЛЬНИХ ШАРІВ СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ І КРИМУ

Загальні положення. Статистична обробка часових рядів стокових характеристик паводків (водопіль) частіше усього спирається на метод моментів, а в останні роки - і на метод найбільшої правдоподібності. У першому випадку безпосередньо по наявних рядах розраховуються параметри статистичного розподілу: середнє арифметичне рядів $\bar{x}$, коефіцієнтів варіації C_v і асиметрії C_s , у другому - середнє, C_v і співвідношення C_s/C_v . Моментні оцінки обчислюються за формулами [90]:

а) середнє ряду

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \quad (3.1)$$

б) коефіцієнт варіації (з урахуванням зміщеності)

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{(n-1)}}; \quad (3.2)$$

в) коефіцієнт асиметрії (з урахуванням зміщеності)

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{C_v^3}, \quad (3.3)$$

де $k_i = x_i / \bar{x}$ - модульний коефіцієнт.

Різновидом методу моментів є запропонований Г.О. Алексєєвим графоаналітичний засіб визначення параметрів статистичного розподілу [55]. З цією метою будуються емпіричні криві забезпеченості $x = f(P)$, з яких знімаються опорні ординати: $x_{5\%}$, $x_{50\%}$, $x_{95\%}$ (треточковий метод) або $x_{5\%}$, $x_{10\%}$, $x_{50\%}$, $x_{90\%}$, $x_{95\%}$ (п'ятиточковий метод). Найбільшого поширення набув перший варіант, який увійшов до нормативних документів СН 435-72 і СНиП 2.01.14-83. Спочатку методичні обґрунтування щодо використання графоаналітичного способу пов'язувалися з кривою біноміального розподілу. Проте надалі

Г.О. Алексєєв розширив застосування цього способу і на логарифмічно-нормальний розподіл випадкових величин із правосторонньою асиметрією і співвідношенням $C_s/C_v > 3,0$.

У графоаналітичному методі спочатку обчислюється коефіцієнт скісності S , рівний

$$S = \frac{x_{5\%} + x_{95\%} - 2x_{50\%}}{x_{5\%} - x_{95\%}}. \quad (3.4)$$

Оскільки між коефіцієнтами скісності S і асиметрії C_s взагалі існує функціональний зв'язок (у рамках прийнятого закону розподілу), то за допомогою таблиць безпосередньо за S встановлюються шукані значення C_s . У подальшому обчислюється середнє квадратичне відхилення випадкової величини σ_x

$$\sigma_x = \frac{x_{5\%} - x_{95\%}}{t_{5\%} - t_{95\%}}, \quad (3.5)$$

де $t_{5\%}$ і $t_{95\%}$ - нормовані ординати біноміальної кривої розподілу Пірсона III.

Середнє арифметичне ряду $\bar{x}$ визначається через медіанне значення випадкової величини $x_{50\%}$, тобто

$$\bar{x} = x_{50\%} - \sigma_x t_{50\%}. \quad (3.6)$$

З урахуванням (3.5) і (3.6)

$$C_v = \sigma_x / \bar{x}. \quad (3.7)$$

Вибіркові моментні оцінки розподілу щодо генеральної сукупності даних обчислюються з тими або іншими похибками, які залежать від тривалості рядів і наявності в них внутрішньорядної кореляції.

За С.Н. Крицьким і М.Ф. Менкелем [91] при коефіцієнтах кореляції між суміжними членами варіаційних рядів $r < 0,2$ і $n > 10$ середня квадратична похибка $\sigma_{\bar{x}}$ може встановлюватись за формулою:

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1+r}{1-r}}. \quad (3.8)$$

Середня квадратична похибка вибірових коефіцієнтів варіації σ_{C_v} дорівнює

$$\sigma_{C_v} = \frac{1}{n + 4C_v^2} \sqrt{\frac{n(1 + C_v^2)}{2} \left(1 + \frac{3C_v r^2}{1 + r}\right)}. \quad (3.9)$$

Для оцінки величини стандартного відхилення вибірових коефіцієнтів асиметрії σ_{C_s} при $C_s = 2,0C_v$ і r , близьких до нуля, А.Ш. Резніковським [92] рекомендується рівняння

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{\frac{6}{n}(1 + C_v^2)}. \quad (3.10)$$

Аналогічні формулам (3.8), (3.9) і (3.10) рівняння розроблені і для методу найбільшої правдоподібності. Зокрема, дисперсія оцінки правдоподібності коефіцієнтів мінливості $C_{v\lambda}$ для достатньо великих n приблизно рекомендуються в такому вигляді [91; 93]

$$D_{C_{v\lambda}} = \frac{3C_v^2}{2n(3 + C_v^2)}. \quad (3.11)$$

Звідки

$$\sigma_{C_{v\lambda}} = \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{\frac{3}{3 + C_v^2}}. \quad (3.12)$$

Автори вищезгаданої роботи відзначають, що моментні і правдоподібні оцінки C_v практично збігаються, коли $C_v < 0,3$. Більш того, вони також указують, що використання методу моментів обмежується саме цією нерівністю. При $C_v > 0,3$ параметри статистичного розподілу слід встановлювати за методом найбільшої правдоподібності. Що стосується C_s , то в методі найбільшої правдоподібності він не розраховується, а приймається у вигляді закріпленої оцінки співвідношення C_s/C_v .

Самі оцінки правдоподібності знаходяться через допоміжні статистики λ_2 і λ_3 [91]:

$$\lambda_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg(x_i / \bar{x}); \quad (3.13)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i / \bar{x}) \lg(x_i / \bar{x}). \quad (3.14)$$

Параметри C_v і C_s/C_v визначаються за допомогою спеціально розробленої С.Н. Крицьким і М.Ф. Менкелем номограми

$$C_v, C_s/C_v = f(\lambda_2, \lambda_3). \quad (3.15)$$

Кінцевою метою статистичного аналізу часових рядів стокових величин є визначення розрахункових характеристик різної ймовірності перевищення $P\%$. Тому крім точності обчислення параметрів розподілу важливо мати уявлення й про похибки встановлення відповідних квантилів x_p .

При нормальному розподілі (незалежно від методу обчислення вибірових параметрів)

$$\sigma_{x_p} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + \frac{z_p^2}{2}}, \quad (3.16)$$

де z_p - нормоване відхилення від середнього $\bar{x}$ з ймовірністю перевищення $P\%$.

При гама-розподілі з використанням методу моментів [91]

$$\sigma_{x_p} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{k_p^2 + \frac{1+3C_v}{2} \left(\frac{\partial k_p}{\partial C_v} \right)^2}, \quad (3.17)$$

де $k_p = x_p / \bar{x}$ - ординати кривої розподілу;

$\partial k_p / \partial C_v$ - похідна, яка приблизно обчислюється за таблицями ординат гама-розподілу.

Для гама-розподілу з використанням методу найбільшої правдоподібності

$$\sigma_{x_p} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{k_p^2 + \frac{3}{2(3+C_v^2)} \left(\frac{\partial k_p}{\partial C_v} \right)^2}. \quad (3.18)$$

Внаслідок асиметричного розподілу оцінок квантилів при $C_s/C_v > 2,0$ для повної характеристики випадкових похибок недостатньо знати тільки оцінки квантилів x_p і середнє квадратичне відхилення σ_{x_p} .

Необхідно побудувати емпіричні криві розподілу або знати коефіцієнти їх асиметрії. Оскільки вибіркові параметри ординат x_p підлягають коливанням, то ординати самі собою являють функції вибірових оцінок відповідних моментів. Теоретичних рішень цієї задачі поки-що немає. С.Н. Крицький і М.Ф. Менкель [91] для подолання виникаючих утруднень використовували метод статистичних випробувань. За результатами статвипробувань і серій довірчих рівнів запропоновані спеціальні номограми для відносного відхилення $\Delta x_p / x_p$, де Δx_p - абсолютне відхилення оцінок квантилів x_p .

Відносна похибка $|\Delta x_p| / x_p$ дорівнює

$$\frac{|\Delta x_p|}{x_p} = \frac{E_p}{\sqrt{n}}. \quad (3.19)$$

Приведена похибка квантиля E_p номограмована для різних сполучень $P\%$, C_v і рівнів довірчої ймовірності. У даній роботі формула (3.19) використовувалася при оцінці точності обчислення максимальних витрат води опорної забезпеченості $P=1\%$.

3.1 Вихідні матеріали багаторічних спостережень за характеристиками дощових паводків гірських регіонів України

Річки Карпатського регіону. Для досліджень та аналізу дощових паводків на річках Українських Карпат залучена гідрометеорологічна багаторічна інформація про шари та максимальні витрати води дощових паводків теплового періоду (станом на 2010 рік).

Гідрологічна вивченість території. Для обґрунтування розрахункової методики створено базу вихідних даних по максимальному дощовому стоку річок досліджуваної території по 93 гідрологічних станціях і постах Державної мережі Гідрометслужби в межах території Українських Карпат [94], схема їх розміщення показана на рис. 3.1.

Як видно з рис. 3.1, гідрологічні пости розміщені досить рівномірно по всій території. Діапазон площ водозборів, які висвітлені гідрологічними спостереженнями, охоплює басейни з розміром від 18,1 (р. Кам'янка - с. Дора) до 9140 км² (р. Тиса – смт Вилок).

Важливим показником гідрологічної вивченості території є тривалість стокових спостережень на річках. На досліджуваній території вона становить від 16 (р. Ріка - с. Нижній Бистрий) до 99 (р. Прут - м. Чернівці) років.



▼ - гідрологічний пост

Рис. 3.1 – Карта-схема розташування гідрологічних постів на території Карпат

При цьому більшість постів (76,3%) мають ряди спостережень тривалістю від 21 до 60 років, 19 постів (20,5%) – більше 60 років (табл. 3.1). Ряди тривалістю менше 20 років є лише на 3 постах, що становить 3,2% від загальної кількості. Середній період спостережень становить 48 років.

Таблиця 3.1 – Розподіл водозборів за тривалістю спостережень і величиною їх площ

Площа водозбору, км ²	Кількість гідрологічних постів з періодом спостережень						
	≤20	21 - 40	41 - 60	61 - 80	81 - 100	Всього	%
≤100	1	5	5	1	-	12	12,9
101 – 500	1	15	23	7	-	46	49,5
501 – 1000	1	2	9	5	-	17	18,3
1001 – 2000	-	4	5	4	-	13	14,0
2001 – 5000	-	1	1	1	-	3	3,2
5001 – 10000	-	-	1	-	1	2	2,1
Всього	3	27	44	18	1	93	100
%	3,2	29,0	47,3	19,4	1,1	100	

Як видно з табл. 3.1, недостатньо вивченими є невеликі водозбори (з площею до 100 км²) – їх частка становить 12,9%. Більшість водозборів (67,8% від загального їх числа) мають величини площ від 101 до 1000 км², а 17,2 % – від 1001 до 5000 км². Кількість постів, розташованих на річках з площами водозборів більших за 5000 км² – 2,1 %.

Основні гідрографічні характеристики по басейнах наведені у додатку А, табл. А.1.

Таким чином, гідрологічна вивченість досліджуваної території загалом є задовільною.

Річки Криму. Кримські річки не схожі на річки інших областей України. Їх протяжність, площі водозбірних басейнів, а також об'єми стоку невеликі. Однак загальна протяжність річок Криму досягає 5996 км, що майже дорівнює довжині найдовшої річки світу - Ніл (6671 км).

Протяжність практично всіх річок Криму (92,1%) мають довжину менше 10 км, але в сумі це приблизно половина загальної тривалості всіх кримських річок. Влітку кримські річки часто пересихають, але при випаданні рясних опадів перетворюються на бурхливі потоки .

Гідрологічна вивченість. Для обґрунтування розрахункової методики створено базу вихідних даних по максимальному дощовому та талодощовому стоку річок Криму за матеріалами видань багаторічних періодів спостережень за гідрологічними характеристиками паводків «Основные гидрологические характеристики», т.6, вып. 4 - Крым та «Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші» Частина 1. Річки і канали,

вип. 3 Басейни Сіверського Дінця, річок Приазов'я та Криму (Державний водний кадастр, Центральна геофізична обсерваторія) станом на 2010 рік (додаток А, табл. А.2).

На рис. 3.2 наведена карта-схема розміщення 54 гідрологічних постів, на яких ведуться спостереження за стоком паводків теплового періоду, з площами водозборів від 0,32 км² (б. Скеляста - с. Міжріччя) до 3540 км² (р. Салгир - с. Листв'яне). Період спостережень на постах змінюється від 17 (р. Альма - с. Карагач) для теплового періоду та б. Скеляста - с. Міжріччя і р. Арпат - с. Зеленогір'я (для холодного) до 82 років (р. Су-Індол - с. Тополівка).

Основні гідрографічні характеристики для річок Гірського Криму наведені в додатку А, табл. А.2.

Аналізуючи діапазон площ водозборів річок, на яких здійснюються спостереження за стоком паводків теплового та холодного періодів, можна відзначити, що їх більша частина відноситься до категорії малих річок - 53 із 54 або 98,2%. На річках, які можна віднести до категорії середніх, функціонує лише 1 пост, що становить 1,85% від їх загальної кількості. Тривалість рядів спостережень за стоком води на досліджуваній території в цілому становить від 17 до 82 років. При цьому більшість постів (60,7%) мають ряди спостережень тривалістю від 21 до 50 років, 16 постів (28,57%) - більше 50 років; на 4 постах (7,14%) - гідрологічні ряди становлять від 11 до 20 років (табл. 3.2) [95; 96].

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

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



▼ - гідрологічний пост

Рис. 3.2 - Карта-схема розташування гідрологічних постів, дані по яких використані в роботі

3.2 Статистичний аналіз часових рядів дощових паводків гірських регіонів України

3.2.1 Статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води дощових паводків на річках Українських Карпат

В силу паводкового режиму річок Карпат то в одній, то в іншій частинах регіону практично щорічно формуються паводки, які за своїми розмірами наближаються і навіть перевищують історичні, наприклад, паводки 1998, 2001 та 2008 років. З цієї причини спеціалістами періодично проводиться уточнення ймовірнісних характеристик виняткової повторювальності.

Статистичні параметри емпіричних рядів максимальних витрат води по 93 гідрологічних постах обчислені методами моментів і найбільшої правдоподібності, а характеристики Q_m 1%-ої ймовірності перевищення встановлювалися, відповідно до методики С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля, заснованої на сумісному аналізі полів $\bar{y}_m$, C_v і C_s/C_v . Результати обчислень для усіх водозборів Українських Карпат (із періодами спостережень більш 15 років) наведені у дод. Б, табл. Б.1. Аналіз даних дод. Б, табл. Б.1 показує, що по обох методах (найбільшої правдоподібності і моментів) отримані в загальному збіжні значення коефіцієнтів варіації C_v . Коефіцієнти варіації у свою чергу відрізняються досить значною просторовою мінливістю: за методом моментів – від 0,38 (р. Лютянка (Люта) – с. Черногорова) до 1,66 (р. Чорнява – с. Любківці); відповідно за методом найбільшої правдоподібності, діапазон коливання C_v становить від 0,38 (р. Лютянка (Люта) – с. Черногорова) до 1,79 (р. Чорнява – с. Любківці), при середньому значенні $C_v = 0,75$ та $C_v = 0,78$, відповідно [97].

Якщо орієнтуватися на осереднені по території моментні оцінки C_s і C_v , то їхнє співвідношення становить 2,54, тобто приблизно $C_s = 2,5 C_v$.

Що стосується співвідношення C_s/C_v для рядів максимальних витрат води за методом моментів, то в середньому воно становить 2,5, а у методі найбільшої правдоподібності – 3,2.

Отже, для розрахунків співвідношення C_s/C_v прийнято на рівні 3,0.

Для визначення максимальних витрат води опорної забезпеченості $P=1\%$ використана крива трипараметричного гама-розподілу, розрахункові значення $Q_{1\%}$ представлені у додатку В, табл. В.1.

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

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

$P\%$	1,0	3,0	5,0	10
λ_p	1,0	0,75	0,65	0,51

Відносні похибки обчислення квантилів трипараметричного гамма-розподілу $Q_{1\%}$, які визначалися за формулою (3.19), у середньому для водозборів Карпат, що аналізуються, знаходяться на рівні 15,8%.

3.2.2 Статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води паводків різного походження на річках Криму

Статистичні параметри емпіричних рядів максимальних витрат води обчислені по 54 гідрологічних постах методами моментів і найбільшої правдоподібності. За розрахунковий взято період з початку спостережень за стоком на річках по 2010 р.

Результати статистичної обробки максимальних витрат води паводків теплового періоду наведені в додатку В, табл. В.2. Значення коефіцієнтів варіації, розраховані за методом моментів, коливаються від 0,39 (притока р. Кучук-Узеньбаш - с. Многоріччя) до 2,99 (струм. Кизилтаський – смт Щебетівка), а C_v , розраховані за методом найбільшої правдоподібності – від 0,39 (притока р. Кучук-Узеньбаш) до 3,26 (струм. Кизилтаський – смт Щебетівка). З метою порівняння цих величин побудовано відповідний графік (рис. 3.3) [95; 96].

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

Оскільки в нормативному документі [44] при значеннях $C_v > 0,5$ рекомендовано використовувати метод найбільшої правдоподібності, то в подальших розрахунках йому також було віддано перевагу, причому в усьому діапазоні C_v .

Значення коефіцієнтів асиметрії максимальних витрат води паводків теплового періоду C_s змінюється від 0,29 (притока р. Кучук-Узеньбаш - с. Многоріччя) до 14,2 (струм. Кизилтаський – смт Щебетівка) при середній величині – 3,80; співвідношення C_s/C_v за результатами використання методу найбільшої правдоподібності можна осереднити і взяти на рівні 3,0.

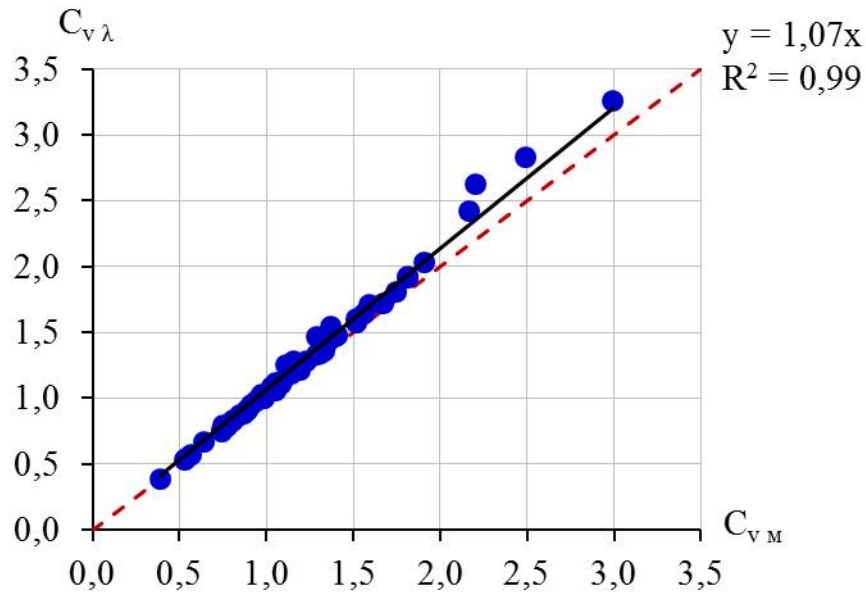


Рис. 3.3 - Порівняння коефіцієнтів варіації максимальних витрат води дощових паводків на річках гірського Криму за теплий період, розрахованих за методами моментів (вісь абсцис) і найбільшої правдоподібності (вісь ординат).

Для паводків холодного періоду значення коефіцієнтів варіації, розрахованих за методом моментів, коливаються від 0,34 (притока р. Кучук-Узеньбаш – с. Многоріччя) до 1,92 (р. Ворон – с. Ворон). Така ж тенденція спостерігається і для C_v , розрахованих за методом найбільшої правдоподібності, але з діапазонами змін від 0,34 (притока р. Кучук-Узеньбаш – с. Многоріччя) до 2,37 (р. Ворон – с. Ворон) (дод. Б, табл. Б.2).

Значення коефіцієнтів асиметрії максимальних витрат води паводків холодного періоду, розрахованих за методом моментів змінюється від 0,23 (притока р. Кучук-Узеньбаш – с. Многоріччя) до 5,49 (р. Ворон – с. Ворон). За методом найбільшої правдоподібності коефіцієнт асиметрії змінюється в діапазоні від 0,1 (притока р. Кучук-Узеньбаш – с. Многоріччя) до 11,6 (р. Ворон – с. Ворон).

Середня величина співвідношення C_s/C_v за методом моментів – 2,09 (коливається в діапазоні від 0,68 (притока р. Кучук-Узеньбаш – с. Многоріччя) до 4,46 (р. Улу-Узень – с. Сонячногірське). Середня величина співвідношення C_s/C_v за методом найбільшої правдоподібності – 2,74 (коливається в діапазоні від 0,3 (притока р. Кучук-Узеньбаш – с. Многоріччя) до 6,1 (р. Путамиця – м. Ялта). Отже, для паводків холодного періоду співвідношення C_s/C_v можна осереднити і прийняти на рівні 2,5.

Розрахунок максимальних витрат води заданої ймовірності перевищення. При відомих значеннях статистичних параметрів витрати

води заданої забезпеченості при використанні біноміальної кривої розподілу визначаються за формулою:

$$Q_p = \bar{Q}_m [1 + C_v \Phi(P, C_s)]. \quad (3.20)$$

Нормовані ординати розподілу Пірсона III типу $\Phi = f(P, C_s) = \frac{(k_p - 1)}{C_v}$ наведені в таблиці [44].

Відповідно для трипараметричного гама-розподілу:

$$Q_p = k_p \bar{Q}_m, \quad (3.21)$$

де k_p - модульні коефіцієнти, які вибираються з таблиці залежно від співвідношення C_s/C_v , заданої забезпеченості $P\%$ і коефіцієнта варіації C_v .

Отримані результати для річок Гірського Криму представлені в дод. В, табл. В2, В3

Найбільше значення модулів стоку паводків теплового періоду 1%-ної забезпеченості спостерігається на р. Біюк-Карасу-с. Карасівка - $8,88 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ($F=3,5 \text{ км}^2$, $H_{cp}=390 \text{ м}$), а мінімальний дорівнює $0,01 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ для р. Салгир - с. Листв'яне ($F=3540 \text{ км}^2$, $H_{cp}=490 \text{ м}$). Найбільше значення модуля стоку паводків холодного періоду теж спостерігається на р. Біюк-Карасу - с. Карасівка, але має величину – $5,38 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, найменше – $0,01 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ на р. Салгир - с. Листв'яне.

Для переходу до інших забезпеченостей рекомендуються перехідні коефіцієнти λ_p , одержані із залежності $Q_p = f(Q_{1\%})$ (табл. 3.4). Порівнюючи коефіцієнти λ_p , отримані за сучасними даними, та наведені в нормативному документі СНиП 2.01.14-83 [44], можна відмітити, що вони близькі за значеннями. Отже, ці величини є стійкими в часі та можуть бути використані у подальших розрахунках.

Таблиця 3.4 - Перехідні коефіцієнти для Гірських річок Криму від максимальних витрат води дощових паводків опорної ($P=1\%$) забезпеченості до інших забезпеченостей ($P\%$)

$P\%$	1,0	3,0	5,0	10
Паводки теплового періоду				
λ_p	1,0	0,67	0,53	0,37
Паводки холодного періоду				
λ_p	1,0	0,74	0,63	0,49

3.2.3 Статистичний аналіз часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Українських Карпат

Статистичний аналіз виконувався за тією ж самою схемою, що й максимальних витрат води, тобто були розраховані: середні значення максимальних шарів стоку за паводки $\bar{Y}_m$, коефіцієнти варіації C_v і асиметрії C_s (або співвідношення C_s/C_v). Результати статистичної обробки по даних до 2010 року наведені у дод. Б, табл. Б.4.

Діапазон коливання коефіцієнтів варіації C_v : за методом моментів – від 0,48 (р. Ріка - м. Хуст, р. Жденівка - с. Верхня Грабівниця, р. Стрий - м. Турка) до 1,29 (р. Лужанка - м. Гошів); за методом найбільшої правдоподібності – від 0,48 (р. Ріка - м. Хуст, р. Жденівка - с. Верхня Грабівниця, р. Стрий - м. Турка) до 1,48 (р. Лужанка - м. Гошів). Середнє значення коефіцієнта варіації C_v за методом моментів дорівнює 0,70, а за методом найбільшої правдоподібності – 0,72 [82; 98].

Проте величини співвідношення C_s/C_v для шарів стоку і максимальних витрат води досить близькі між собою, а осереднені значення взагалі співпадають. Отже, для подальших розрахунків співвідношення C_s/C_v для шарів стоку дощових паводків на річках Українських Карпат взято на рівні 3,0.

Шари стоку 1%-оїмовірності, обчислені на основі кривої трипараметричного гама-розподілу при індивідуальних оцінках C_v і закріпленому співвідношенні $C_s/C_v = 3,0$, змінюються в залежності від географічного і висотного положення водозборів від 88 мм (р. Ворона - с. Тисмениця, $F = 657 \text{ км}^2$, $H_{cp} = 330 \text{ м}$) до 512 мм (р. Лужанка - м. Гошів, $F = 146 \text{ км}^2$, $H_{cp} = 660 \text{ м}$).

У дод. В, табл. В.4 представлені шари стоку забезпеченістю 1, 3, 5, 10%.

Як і для максимальних витрат води, для переходу до інших забезпеченостей рекомендується використовувати перехідні коефіцієнти λ_p , одержані із залежності $Y_p = f(Y_{1\%})$ (табл. 3.5).

Таблиця 3.5 - Перехідні коефіцієнти для гірських річок Українських Карпат від шарів стоку дощових паводків опорної ($P=1\%$) забезпеченості до інших забезпеченостей ($P\%$)

$P\%$	1,0	3,0	5,0	10
λ_p	1,0	0,75	0,65	0,51

Порівняння шарів стоку $Y_1\%$, встановлених за допомогою кривих біноміального і трипараметричного гама-розподілу показало, що вони мало різняться між собою. Відносна похибка обчислення $Y_1\%$ на основі кривої трипараметричного гама-розподілу становить 15,9% [98].

3.2.4 Статистичний аналіз часових рядів шарів стоку дощових паводків річок Гірського Криму

Статистична обробка часових рядів шарів стоку виконана тими ж методами, що раніше використовувалися при розгляді максимальних витрат води, тобто методами моментів і найбільшої правдоподібності. Результати статистичної обробки часових рядів шарів стоку дощових паводків теплового періоду наведені в дод. Б, табл. Б.5, холодного - в дод. Б, табл. Б.6.

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

Коефіцієнти асиметрії шарів стоку паводків теплового періоду C_s знаходяться в межах від 0,5 (р. Альма - с. Карагач, $F=249 \text{ км}^2$) до 11,9 (струм. Кизилтаський – смт Щебетівка, $F=35 \text{ км}^2$). У подальших розрахунках прийняті параметри статистичного розподілу, отримані методом найбільшої правдоподібності, а співвідношення C_s/C_v - осереднене на рівні 2,5 [95; 96].

Коефіцієнти варіації шарів стоку дощових паводків холодного періоду досліджуваних річок, визначені за методом моментів, коливаються в межах від 0,49 (р. Кизил-Коба - с. Краснопечерне) до 1,95 (р. Таракташ - смт Судак), а визначені за методом найбільшої правдоподібності - в межах від 0,49 (р. Кизил-Коба - с. Краснопечерне) до 2,23 (р. Салгир – с. Листв'яне).

Коефіцієнти асиметрії шарів стоку паводків холодного періоду C_s , визначені за методом моментів, знаходяться в межах від 0,09 (р. Арпат - с. Зеленогір'я) до 4,4 (р. Салгир - с. Листв'яне), за методом найбільшої правдоподібності – від 0,21 (р. Арпат - с. Зеленогір'я) до 9,37 (р. Салгир - с. Листв'яне).

Співвідношення C_s/C_v , середнє для шарів стоку по методу моментів – 1,92, за методом найбільшої правдоподібності – 2,5.

У подальших розрахунках, також як і для паводків теплового періоду, прийняті параметри статистичного розподілу, отримані за методом

найбільшої правдоподібності, а співвідношення C_s/C_v - осереднене на рівні 2,5 [95; 96].

При відомих значеннях статистичних параметрів шари стоку заданої забезпеченості при використанні біноміальної кривої розподілу визначаються за формулою:

$$Y_p = Y_m [1 + C_v \Phi(P, C_s)]. \quad (3.22)$$

Нормовані ординати розподілу Пірсона III типу $\Phi = f(P, C_s) = (k_p - 1)/C_v$ наведені в таблиці [44].

Відповідно для трипараметричного гама-розподілу:

$$Y_p = k_p \bar{Y}_m, \quad (3.23)$$

де k_p - модульні коефіцієнти, які вибираються з таблиці залежно від співвідношення C_s/C_v , заданої забезпеченості $P_1\%$ і коефіцієнта варіації C_v .

Отримані результати представлені в додатку В, табл. В5 для теплового періоду та табл. В6 – для холодного.

Шари стоку 1%-ої забезпеченості дощових паводків коливаються від 10 мм (р. Салгир - с. Листв'яне, $F = 3540 \text{ км}^2$, $H_{\text{ср}} = 490 \text{ м}$) до 1238 мм (притока р. Кучук - Узеньбаш, $F = 2,46 \text{ км}^2$, $H_{\text{ср}} = 530 \text{ м}$). Для тало-дощових паводків шари стоку 1%-ої забезпеченості коливаються від 23 мм (р. Малий Салгир - м. Сімферополь, $F = 96 \text{ км}^2$, $H_{\text{ср}} = 410 \text{ м}$) до 632 мм (притока Кучук-Узеньбаш – с. Многоріччя, $F = 2,46 \text{ км}^2$, $H_{\text{ср}} = 530 \text{ м}$).

Такий значний діапазон змін величин максимального стоку паводків зумовлений складним поєднанням факторів, під впливом яких він формується, зокрема, висотної і широтної зональності, а також карсту.

3.3 Просторове узагальнення статистичних параметрів часових рядів шарів паводкового стоку на території Українських Карпат

3.3.1 Використання методу сумісного аналізу для районування території

Ідея методу сумісного аналізу, розробленого С.Н. Крицьким і М.Ф. Менкелем [91], полягає в тому, що повне розсіювання оцінок параметрів гідрологічних рядів, які поєднуються, зумовлено сумісною дією двох незалежних одна від одної причин: чисто випадкових,

спричинених коливаннями від року до року чинників, що формують стік, і пов'язаних з неусунутою приводкою розходжень між водозборами, які об'єднуються.

Найпростіше правило складання дисперсій записується так:

$$\sigma_n^2 = \sigma_{\varepsilon}^2 + \sigma_{\varepsilon}^2, \quad (3.24)$$

де σ_n^2 - повна дисперсія розсіювання оцінки розподілу

$$\sigma_n^2 = \frac{1}{k-1} \sum_{i=1}^k (A_i - \bar{A})^2, \quad (3.25)$$

k - число сумісно аналізованих об'єктів;

A_i - оцінка параметра по i -му басейну;

$\bar{A}$ - середня з оцінок по всіх басейнах;

σ_{ε}^2 - випадкова складова повної дисперсії, яка обчислюється за формулами (3.8), (3.9), (3.10) і (3.11);

σ_{ε}^2 - географічна складова загальної дисперсії

$$\sigma_{\varepsilon}^2 = \sigma_n^2 - \sigma_{\varepsilon}^2 \quad (3.26)$$

Порівнювані ряди можна об'єднати в одну сукупність, якщо $\sigma_{\varepsilon}^2 > \sigma_{\varepsilon}^2$, тобто коли поле параметра A наближається до випадкового. У якості індивідуальної оцінки для кожного з об'єктів можна взяти

$$\bar{A} = \frac{1}{k} \sum_{k=1}^n A_i \quad (3.27)$$

або середнє зважене значення

$$A_{зв} = \frac{A_{інд} \sigma_{ср}^2 + \bar{A} \sigma_{інд}^2}{\sigma_{ср}^2 + \sigma_{інд}^2}, \quad (3.28)$$

де $A_{інд}$ - оцінка параметра по окремо узятим водозборам;

$\sigma_{інд}^2$ - стандартна похибка її обчислення;

$\bar{A}$ - середня оцінка параметра по об'єднаному матеріалу;

σ_{cp}^2 - шукане розсіювання результатів сумісного розрахунку, яке виражається у формі дисперсії, причому

$$\sigma_{cp}^2 = \frac{\sigma_g^2}{k} + \sigma_e^2. \quad (3.29)$$

Методика сумісного аналізу використана нами при статистичній обробці і наступному просторовому узагальненні параметрів розподілу рядів максимальних шарів паводкового стоку річок Карпат, а також витрат води - на заключному етапі для уточнення розрахункових характеристик.

Варто зупинитися ще на одному засобі, запропонованому для підвищення надійності розрахунку характеристик паводкового стоку при порівняно коротких рядах спостережень.

У 1950 р. Г.О. Алексєєв [55] для явищ, що повторюються декілька разів у році, запропонував типове рівняння для кривої розподілу середнього числа перевищень у році $\bar{S}$:

$$\bar{S} = \bar{S}_0 \cdot 10^{-\left(\frac{Q}{\alpha}\right)^m}, \quad (3.30)$$

де α , $\bar{S}_0$, m - параметри, зумовлені емпіричними даними.

Щодо шуканої витрати $Q_{p\%}$ повторювальністю один раз у N років, то рівняння (3.30) має вигляд:

$$Q_{p\%} = \alpha (\lg \bar{S}_0 + \lg N)^{\frac{1}{m}} \quad (3.31)$$

Параметри рівняння (3.31) α , m і $\bar{S}_0$ підбираються за умови випрямлення залежності

$$Q^m = f(\lg \bar{S}) \quad (3.32)$$

Ідея даного методу полягає в штучному збільшенні тривалості вибірки, а значить і підвищенні точності визначення розрахункових характеристик, завдяки формуванню часового ряду не по одному (найбільшому) паводка в році, а по декількох, які перевищують якусь базисну величину. Проте, дослідження Є.Д. Гопченка і М.М. Полякова [98] (на прикладі гірських річок Колими і Західного Закавказзя) показали, що саме по собі подовження вибірки не забезпечує підвищення надійності

розрахунку максимальних витрат води. Усе залежить від наявності у вихідних рядах визначних подій рідкісної ймовірності перевищення.

Для річок Карпат такий метод статистичної обробки рядів максимальних витрат води дощових паводків у свій час застосовувався О.Г. Іваненком.

3.3.2 Узагальнення по території шарів паводкового стоку річок Українських Карпат

Пристаюючи до просторового узагальнення шарів стоку в гірських районах, необхідно насамперед мати на увазі, що стокові характеристики в горах, на відміну від рівнинних територій, підпорядковуються не географічній зональності, а висотній поясності. У силу цього, картування стокових величин, по суті, у гірських умовах неможливе або має певні труднощі. Тому в усіх випадках бажано приведення даних до якогось одного висотного рівня і до нього приводити їхнє просторове узагальнення.

Для шарів стоку $\bar{y}_m$ така залежність показана на рис. 3.4.

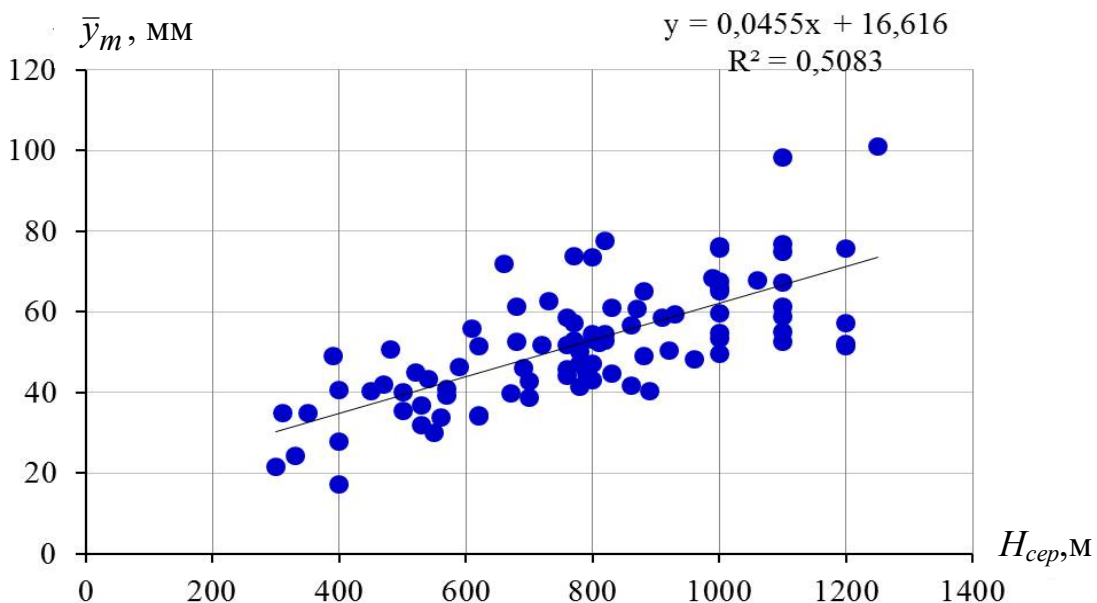


Рис. 3.4 – Залежність середнього шару паводкового стоку від середньої висоти водозборів на території Українських Карпат

Її можна описати лінійним рівнянням вигляду:

$$\bar{y}_H = a_H + \alpha_H H_{сер}, \quad r = 0,71, \quad (3.33)$$

де a_n і α_n - параметри, обумовлені зв'язком $\bar{y}_m$ і $H_{сер}$.

Щоб одержати величину параметра α_n , яка відповідає реальним масштабам $\bar{y}$, здійснимо приводку всіх даних до середньої висоти $H_{сер}=500$ м. Тоді

$$\bar{y}_n = \bar{y}_{500} + \alpha_n(H_{сер} - 500), \quad (3.34)$$

де $\bar{y}_{500}$ - середнє багаторічне значення шару паводкового стоку $\bar{y}_m$, приведене до умовної висоти $H_{сер}=500$ м.

Параметр α_n для Карпат дорівнює 0,045 і фізично відповідає градієнту зміни $\bar{y}_m$ на кожний метр висоти. Легко бачити, що на кожні 100 м висоти шар стоку $\bar{y}_m$ збільшується в середньому на 4,5 мм.

Вираз (3.34) можна записати й в іншій редакції:

$$\bar{y}_n = \bar{y}_{500} k_n, \quad (3.35)$$

де k_n - коефіцієнт впливу висоти місцевості на шар паводкового стоку, який дорівнює

$$k_n = 1 + \frac{\alpha_n}{\bar{y}_{500}}(H_{сер} - 500). \quad (3.36)$$

Природа такої залежності зумовлена тим, що в гірських районах, особливо на навітряних схилах, має місце збільшення з висотою кількості опадів. З іншого боку, із зростанням висоти зменшується температура повітря, що у свою чергу призводить до зниження втрат стоку на випаровування.

Другим важливим чинником, спроможним порушити загальну закономірність зміни шару стоку з висотою, може бути залісеність $f_{л}$. У Карпатах залісеність водозборів досить значна - від 18% (р. Студений - с. Нижній Студений) до 95% (р. Свіча - х. Мислівка) при середній по регіону - близько 60%.

Проблема гідрологічної ролі лісу у формуванні річкового стоку є дуже суперечливою і складною. Причому, це відноситься як до річного циклу, так і до його складових (максимального і мінімального стоку). Дуже ретельно і всебічно всі ці проблемні питання розглядаються в монографічних роботах М.І. Львовича [99], Н.О. Воронкова [100] та ін. Основна увага при цьому приділяється дослідженню впливу лісу на річний стік, а також про його водоохоронну роль. Що стосується впливу лісу на

характеристики паводкового стоку, то в методичному плані це питання ще недостатньо розроблене.

Так, у СН 435-72 [43] і СНиП 2.01.14-83 [44] залісеність, як чинник максимального стоку, враховується тільки при розрахунку характеристик весняного водопілля. У розроблених на регіональному рівні методиках для розрахунку максимального стоку П.Ф. Вишневського [57], П.М. Лютика [48], узагальненнях [101], В.І. Вишневського [7] та ін. також немає якихось рекомендацій щодо урахуванню впливу залісеності на паводковий стік річок Карпат. Правда, у формулі П.Ф. Вишневського такого роду коригування кінцевого результату є, але стосується воно інтегрально до самої величини максимального модуля. З цією метою він вводить у розрахункову схему параметр

$$n_1 = \frac{T_0 + t_p}{mT_0 + t_p}, \quad (3.37)$$

де m - коефіцієнт впливу лісу і боліт на максимальний стік

$$m = 1 + \alpha_l f_l + f_b, \quad (3.38)$$

f_l і f_b - відносні залісеність і заболоченість водозборів;

α_l - коефіцієнт, що зв'язується з породою лісу (для листяних лісів він дорівнює 0,7, для хвойних – 1,0).

Найбільш вірно з методичної точки зору щодо відображення впливу лісу на максимальний стік підійшли О.Г. Іваненко й О.Н. Мельничук [56]. У їхній розрахунковій схемі ліс враховується як при встановленні шару стоку $\bar{y}_m$, так і при оцінці коефіцієнта повноти шару стоку φ (через тривалість припливу T_0 - у прихованому вигляді). Поправка на залісеність у них має редуційний характер

$$\beta_l = 1 - 0,25 f_l. \quad (3.39)$$

Що стосується розрахункової тривалості схилового припливу, то вона безпосередньо входить у співвідношення $\alpha = q'_m / y_m$, що, як відомо, дорівнює $[(n+1)/n](1/T_0)$. За О.Г. Іваненком і О.Н. Мельничуком [56],

$$\alpha = \frac{k_\alpha}{t_p^n}, \quad (3.40)$$

де k_α - коефіцієнт, що залежить від залісеності

$$k_{\alpha} = \gamma(1 - 0,7f_l). \quad (3.41)$$

Оскільки k_{α} є редуційним коефіцієнтом, а α - обернено пропорційний T_0 , то, судячи з (3.40), можна зробити висновок про збільшення T_0 із зростанням залісеності.

Для оцінки впливу лісу на шар паводкового стоку річок Українських Карпат була побудована залежність приведених значень $\bar{y}_{500}$, встановлених для всіх 93 водозборів, від відносної залісеності f_l (у %). Як очевидно з рис. 3.5, має місце добре виражена тенденція збільшення шару стоку зі зростанням f_l . Її рівняння має вигляд:

$$\bar{y}_{500} = \bar{y}_{500;50} + \alpha_l(f_l - 50), \quad (3.42)$$

де $\bar{y}_{500;50}$ - середній шар паводкового стоку, приведений до висоти $H_{сер}=500$ м і залісеності $f_l=50\%$.

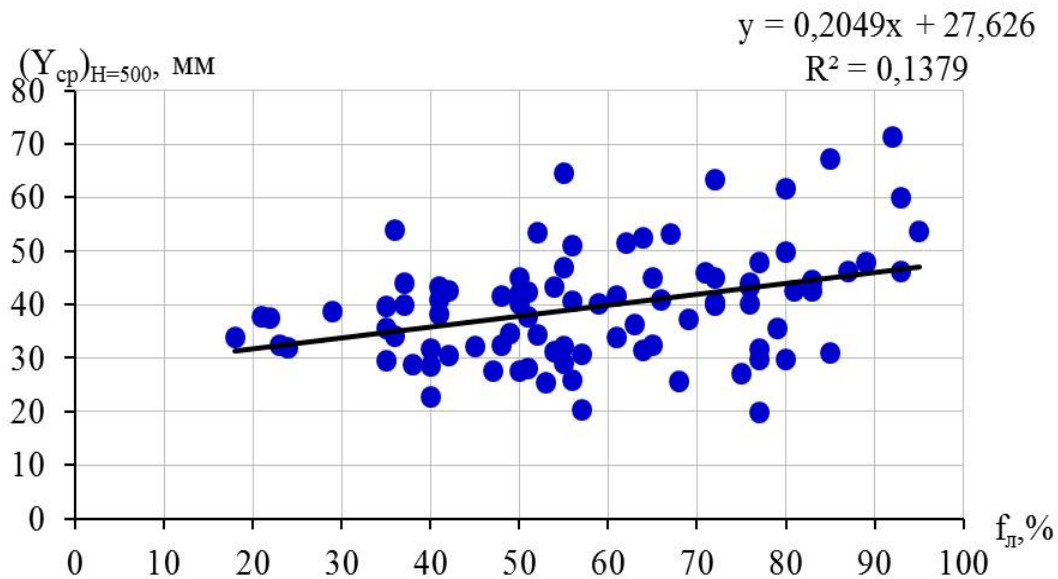


Рисунок 3.5 - Залежність приведених значень $\bar{y}_{500}$ від відносної залісеності f_l (у %) для гірських річок Українських Карпат

На основі залежностей (3.34) і (3.42)

$$\bar{y}_H = \bar{y}_{500}k_H = k_H[\bar{y}_{500;50} + \alpha_l(f_l - 50)]. \quad (3.43)$$

Вираз у квадратних дужках, запишемо за допомогою коефіцієнта впливу лісу k_l , тобто

$$\bar{y}_{500;50} + \alpha_L(f_L - 50) = \bar{y}_{500;50}k_L. \quad (3.44)$$

Тоді

$$k_L = 1 + \frac{\alpha_L}{\bar{y}_{500;50}}(f_L - 50). \quad (3.45)$$

З урахуванням (3.45) рівняння (3.35) матиме вигляд

$$\bar{y} = \bar{y}_{500;50}k_Hk_L. \quad (3.46)$$

Відхилення розрахункових величин шарів стоку $\bar{y}_m$ від вихідних значень (при $\alpha_n = 0,045$, $\bar{y}_{500} = 39,0$ мм, $\alpha_L = 0,204$ і $\bar{y}_{500;50} = 38$ мм) становить $\pm 4,6\%$, що в загальному відповідає точності даних по визначенню характеристик максимального паводкового стоку гірських річок Карпат.

Уточнення розрахункових шарів паводкового стоку. Підвищити точність обчислення статистичних параметрів часових рядів стокових характеристик можна шляхом об'єднання сукупностей у межах однорідних ландшафтно-гідрологічних районів.

Джабуром Кхалдуном з Є.Д. Гопченком [102] шляхом сумісного аналізу полів, приведені до висоти $H_{сер}=500$ м шари паводкового стоку $\bar{y}_{500}$ і коефіцієнти варіації C_v дали змогу на території Карпат виділити 4 райони. Схема районування показана на рис. 3.6. Співвідношення між випадковою $\sigma_{вин}^2$ і σ_p^2 складової повної дисперсії розсіювання $\bar{y}_{500}$ у межах кожного з районів наводиться в табл. 3.6.

Таблиця 3.6 - Значення випадкової і географічної складових розсіювання $\bar{y}_{500}$ [102]

Райони	1	2	3	4
Дисперсія				
σ_n^2	12,5	39,5	97,8	74,0
$\sigma_{вин}^2$	10,2	21,0	28,4	16,0
σ_z^2	2,3	18,5	69,4	58,9
Число пунктів	9	37	19	24

Для коефіцієнтів варіації C_v аналогічні дані наводяться в табл. 3.7.

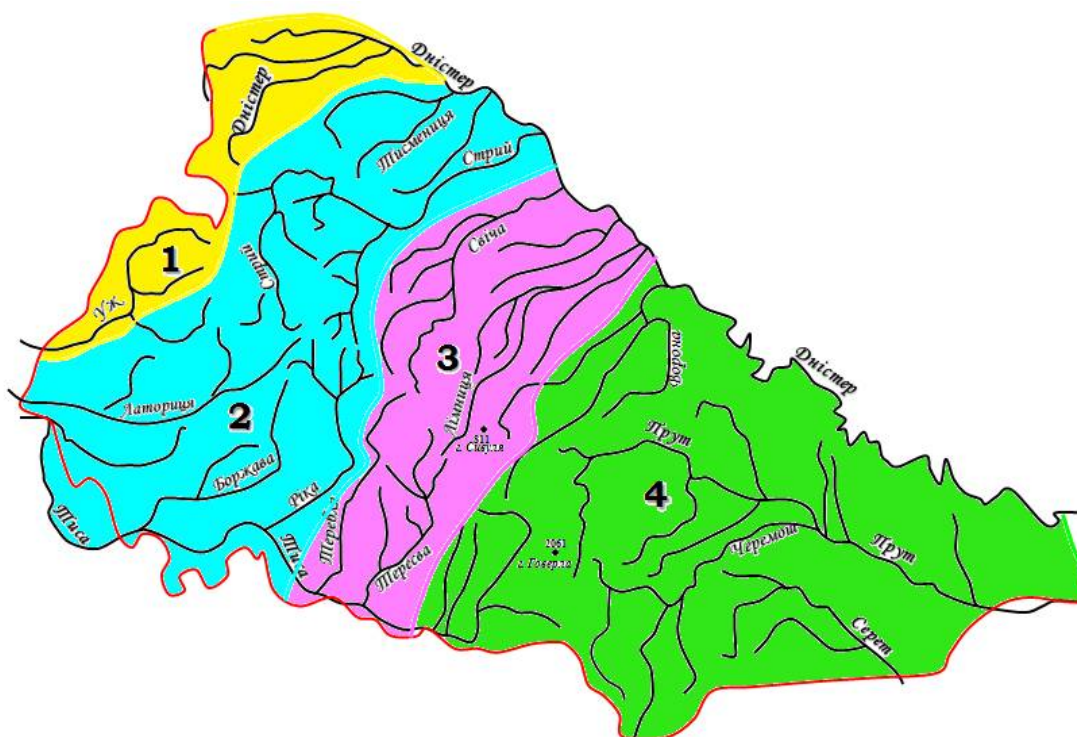


Рис. 3.6 – Карта-схема районів, виділених за середнім шаром паводкового стоку, приведеним до висоти 500 м (гірські річки Українських Карпат) [102]

Таблиця 3.7 - Значення випадкової і географічної складової розсіювання C_v [102]

Райони	1	2	3	4
Дисперсія				
σ_n^2	0,008	0,016	0,004	0,016
σ_{vip}^2	0,007	0,012	0,008	0,013
σ_z^2	0,001	0,040	-0,004	0,003
Число пунктів	9	37	19	24

Як видно з табл. 3.7, розсіювання оцінок C_v майже цілком визначається випадковими коливаннями, що в принципі дозволяє C_v в межах окремих районів осереднити (табл. 3.8).

Таблиця 3.8 - Середні районні значення коефіцієнтів варіації шарів паводкового стоку C_v і співвідношення C_s / C_v [102]

Райони	1	2	3	4
C_{vcp}	0,61	0,71	0,63	0,74
$(C_s / C_v)_{cp}$	2,5	3,5	2,5	3,5

Як видно з табл. 3.8, середні районні значення коефіцієнтів варіації паводкового стоку досить стійкі в межах Карпатського регіону, змінюються вони від 0,61 - 0,63 (райони 1 і 3) до 0,74 (район 4) [102].

Табл. 3.8 свідчить про те, що незважаючи на приведення шарів стоку $\bar{y}_m$ до однієї розрахункової висоти $H_{сер}=500$ м, географічно зумовлена величина σ_p^2 розсіювання, принаймні, або близька до випадкової $\sigma_{вин}^2$, або перевищує її. По суті, ця обставина робить неможливим об'єднання сукупностей у межах виділених районів. Щоб уникнути зайвої генералізації даних при їхньому об'єднанні надалі були побудовані залежності середнього шару паводкового стоку $\bar{y}_m$ від середньої висоти водозборів для кожного з районів окремо. Вони, як і залежність, наведені на рис. 3.5, мають лінійний вигляд і описуються рівняннями, аналогічними (3.30). Після приведення y до умовної висоти $H_{сер}=500$ м величини y_{500} на районному рівні корелювалися із залісеністю f_l . Результатом стало встановлення шарів паводкового стоку $y_{500;50}$, приведених до $H_{сер}=500$ м і $f_l=50\%$. Параметри рівнянь (3.35) і (3.46) наведені в табл. 3.9.

Таблиця 3.9 - Районні значення параметрів рівняння шарів паводкового стоку в залежності від середньої висоти водозборів і залісеністи [102]

Район	Шар стоку $\bar{y}_{500}$, мм	Шар стоку $\bar{y}_{500;50}$, мм	α_n	α_l
1	31,6	31,9	0,029	0,18
2	39,6	38,7	0,033	0,21
3	46,3	44,6	0,049	0,10
4	38,1	37,8	0,029	0,056

Розгляд даних табл. 3.9 свідчить про таке:

а) середні шари стоку y_{500} і $y_{500;50}$, приведені до висоти $H_{сер}=500$ м, а потім і $f_l=50\%$, збільшуються в міру переходу від першого району до третього, а потім знову зменшуються - до четвертого, що повною мірою узгоджується із розподілом у Карпатах паводкоформуваньних опадів;

б) градієнт зміни з висотою шару стоку $\bar{y}_m$ також найбільший у третьому районі (4,9 мм/100 м), а найменший - у першому і четвертому (2,9 мм/100 м);

в) судячи по значеннях α_l , ефект впливу лісу на шари паводкового стоку має ту ж закономірність просторової зумовленості, що й α_n - найбільший градієнт у третьому районі (2,10 мм/10% залісеністи), а найменший - (0,56 мм/10%) - у першому.

Остання обставина свідчить про те, що при дослідженні гідрологічного впливу лісу на максимальний стік не можна підходити

тільки з укрупненими показниками, оскільки в кожному конкретному випадку можуть виявлятися регіональні особливості ґрунтового покриву, геологічних умов і т.п.

Саме тому на такому етапі всі дані $\bar{y}_{500}$ були приведені до одного значення залісеності $f_{л}=50\%$, тобто, використовуючи (3.45), обчислені приведені шари стоку $\bar{y}_{500;50}$ дорівнюють

$$\bar{y}_{500;50} = \bar{y} / k_n k_{л}. \quad (3.47)$$

Коефіцієнти впливу k_n і $k_{л}$ встановлюються за допомогою рівнянь (3.36) і (3.45). Результати сумісного аналізу поля приведенного шару стоку $\bar{y}_{500;50}$ представлені у табл. 3.10.

Таблиця 3.10 - Значення випадкової і географічної складової розсіювання $\bar{y}_{500;50}$

Райони	1	2	3	4
Дисперсія				
σ_n^2	17,9	40,9	47,7	40,7
$\sigma_{вин}^2$	10,9	21,9	40,6	20,5
σ_z^2	7,0	19,9	7,1	20,2
Число пунктів	9	37	19	24

Примітка. При об'єднанні сукупностей у 2-му районі був виключений п. 37 - р. Стара-с. Зняцево, по якому $\bar{y}_{ф}$ становить усього 18,8 мм, у 3-му - п. 10 - р. Тересва – смт Усть-Чорна (шар стоку $\bar{y}_{ф}$ при $H_{сер}=1100$ м і $f_{л}=77\%$ склав тільки 54,4 мм) і п. 89 - р. Бистриця Солотвинська - с. Гута (шар стоку $\bar{y}_{ф}$ при $H_{сер}=1100$ м і $f_{л}=92\%$ виявився, навпаки, завищеним – 106 мм), у 4-ому - п. 6 - р. Біла Тиса-с. Луки (шар стоку $\bar{y}_{ф}$ при $H_{сер}=1200$ м і $f_{л}=77\%$ склав тільки 44,6 мм) і п. 50 - р. Прут-м. Яремча (шар стоку склав 64,9 мм, тоді як на тій же річці, але по пп. Кременці і Чернівці - $\bar{y}_{ф}$ значно нижчий, чим по Яремчі).

Дані табл. 3.10, на відміну від $\bar{y}_{500}$, свідчать про те, що значення $\bar{y}_{500;50}$ більшою мірою зумовлені випадковими варіаціями шарів паводкового стоку в межах виділених районів. Щоб уникнути генералізації величин $\bar{y}_{500;50}$ при їхньому осередненні в межах окремих районів, шари паводкового стоку опорної забезпеченості ($P=1\%$) $y_{1\%}$ були розраховані в двох варіантах: а) при індивідуально-уточнених значеннях $\bar{y}_m$ і C_v ; б) при індивідуально-уточнених величинах $\bar{y}_m$ і середніх районних коефіцієнтах варіації. Співвідношення C_s/C_v осереднювалось по районах (табл. 3.11).

Таблиця 3.11 – Середні районні значення коефіцієнтів варіації шарів паводкового стоку C_v і співвідношення C_s/C_v на території Українських Карпат

Райони	1	2	3	4
$C_{v\text{сер}}$	0,59	0,70	0,71	0,79
$(C_s/C_v)_{\text{сер}}$	2,0	3,5	3,0	4,0

Викладена методика Джабура Кхалдуна та Є.Д. Гопченка [102] була перевірена з урахуванням результатів статистичної обробки часових рядів максимального стоку дощових паводків на території Українських Карпат для 93 гідрологічних станцій та постах по 2010 рік, включно. Уточнені середні районні значення коефіцієнтів варіації шарів паводкового стоку C_v і співвідношення C_s/C_v представлені у табл. 3.11.

Результати порівняння викладеного узагальнення по районах з уточненими значеннями статистичної обробки наведені на рис. 3.7. Аналізуючи графік зв'язку (рис. 3.7), слід відмітити п. 82 (р. Лужанка – с. Гошів), який явно відхиляється від інших постів. Таку ситуацію можна пояснити, переглянувши зміну статистичних показників по 1988 р. та по 2010р. (табл. 3.12).

Підвищення середнього багаторічного значення шару дощового стоку відбулося за рахунок визначних паводків з 1989 по 2010 рр., як видно з кривої забезпеченості (рис. 3.8).

Проведений аналіз показує, що збіжність результатів статистичної обробки та методики задовільна, це дозволяє використовувати запропоноване районування для визначення розрахункових шарів стоку дощових паводків на річках Українських Карпатах по сьогоднішній день [97].

Таблиця 3.12 – Показники статистичної обробки максимальних шарів дощового стоку р. Лужанка – с. Гошів

	По 1988 р.	По 2010 р.
Тривалість ряду	39	61
Середнє значення	54	72
Метод моментів:		
C_v	0,619	1,292
C_s	1,676	5,269
C_s/C_v	2,7	4,1
Метод найбільшої правдоподібності:		
C_v	0,626	1,477
C_s	2,071	8,991
C_s/C_v	3,3	6,1

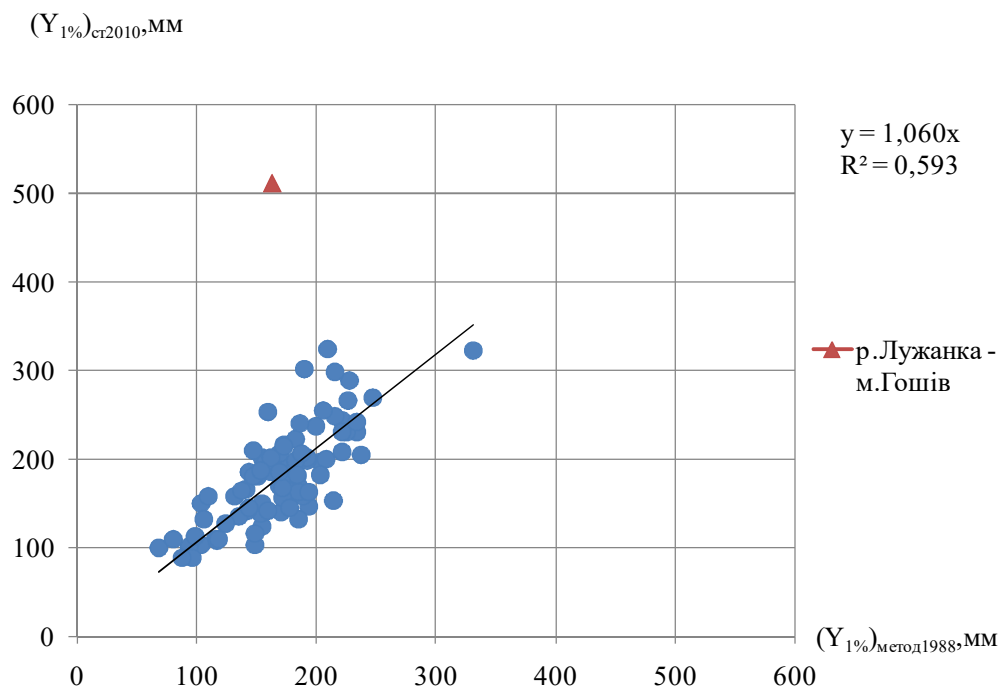


Рисунок 3.7 – Зв'язок розрахункових шарів стоку за методикою 1988 року з даними статистичної обробки по 2010 рік включно на річках Українських Карпат

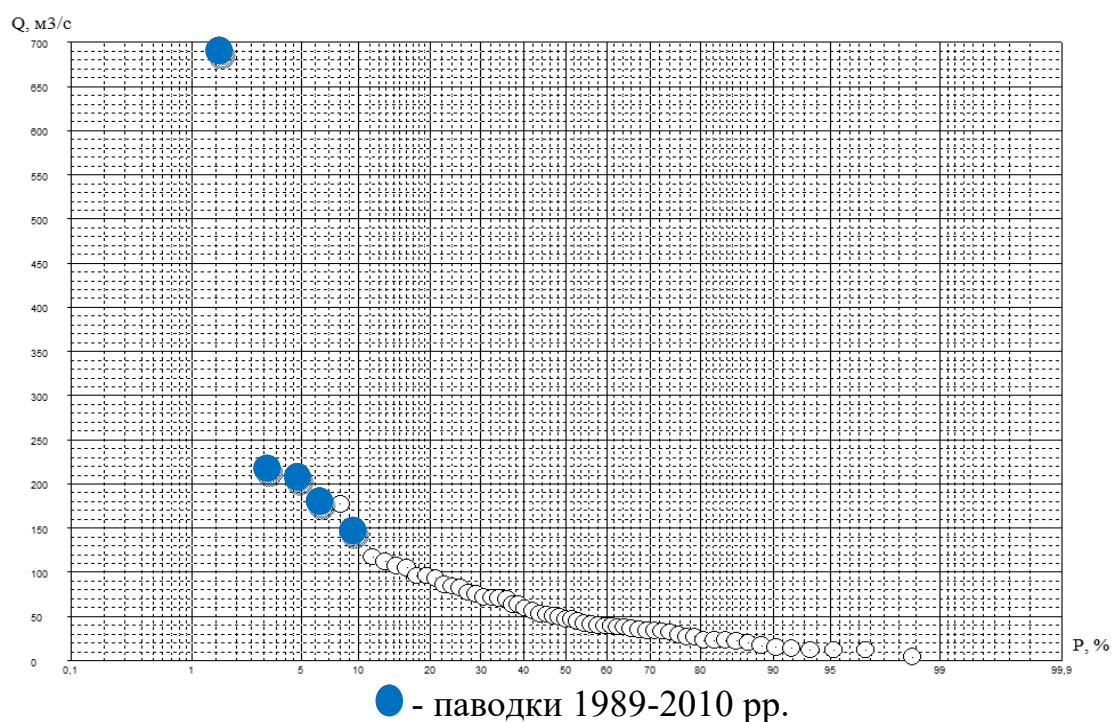


Рисунок 3.8 – Крива забезпеченості спостережених шарів стоку р. Лужанка – с. Гошів (по 2010 рік включно)

3.3.3 Узагальнення по території шарів паводкового стоку річок Гірського Криму

Як і у Карпатах [103; 104], стокові характеристики річок Гірського Криму, підлягають висотній поясності. Тому перш за все були побудовані залежності шарів стоку паводків теплого та холодного періодів від висоти місцевості.

Для шарів стоку теплого періоду така залежність показана на рис. 3.9, а для холодного періоду - на рис. 3.10.

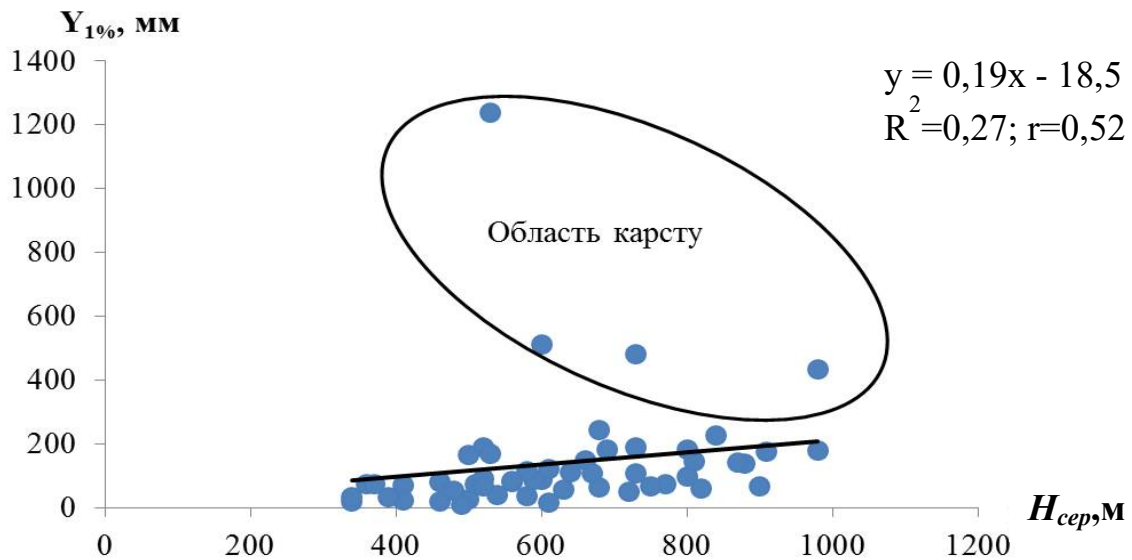


Рис. 3.9 – Залежність шарів паводкового стоку теплого періоду $Y_{1\%}$ від середньої висоти водозборів для річок Гірського Криму у теплий період

З рис. 3.9 видно, що шар стоку 1%-ої забезпеченості дощових паводків загалом підкоряється висотній закономірності ($r=0,52$), причому із збільшенням висоти водозборів $Y_{1\%}$ теж збільшуються. З іншого боку, на розглядуваній території є ще один чинник, який суттєво впливає на розподіл стоку по території - це карст.

Отримана залежність може застосовуватись лише для тих водозборів, де немає значного впливу карсту. До області карсту увійшли р. Біюк-Узеньбаш - с. Щасливе, р. Чорна - с. Родниківське, р. Чорна - біля гори Кизил-Кая та притока р. Кучук-Узеньбаш. Для цих водозборів значення шарів стоку значно вищі за районні, і як на нашу думку, це пов'язане з додатковим припливом карстових вод з сусідніх водозборів.

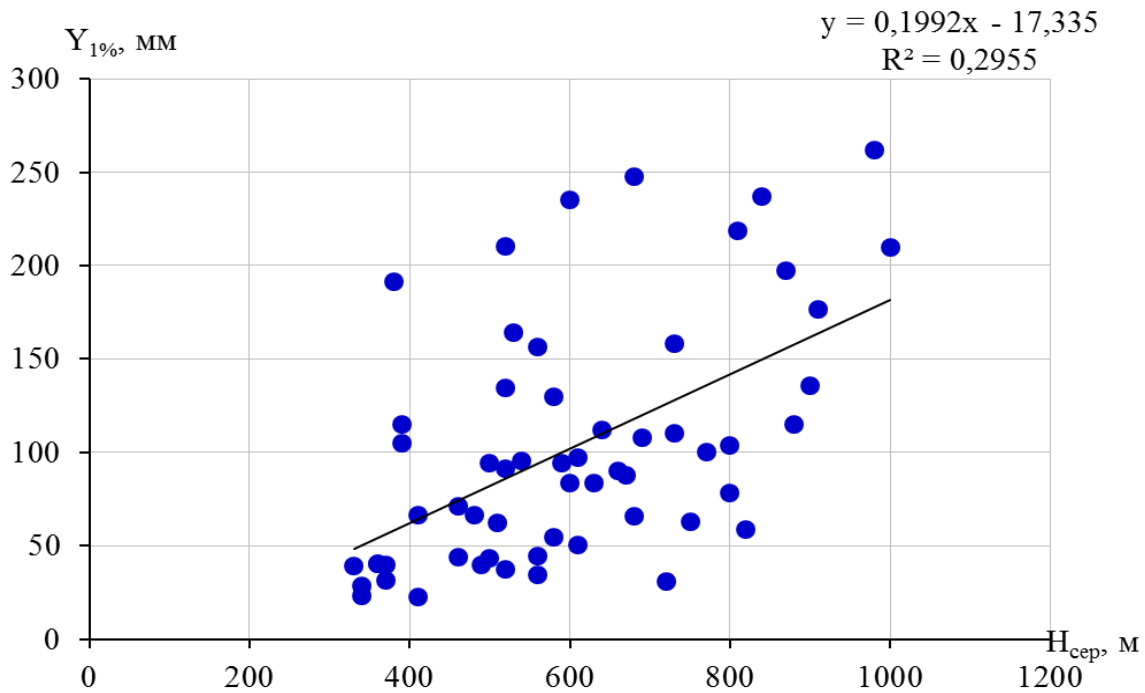


Рис. 3.10 – Залежність шарів стоку холодного періоду $Y_{1\%}$ від середньої висоти водозборів на річках Гірського Криму у холодний період

Для паводків холодного періоду також добре простежується залежність шарів стоку від висоти місцевості ($r=0,54$), а вплив карсту чітко не виражений.

З метою оцінки впливу інших факторів на максимальні шари стоку дощових паводків величини $Y_{1\%}$ були приведені до єдиної (умовної) висоти $H = 600$ м, причому:

$$(Y_{1\%})_{H=600} = Y_{1\%} - 0,19(H_{сер} - 600). \quad (3.48)$$

Після приведення $Y_{1\%}$ до умовної висоти водозборів $H_{сер} = 600$ м, були побудовані залежності $(Y_{1\%})_{H=600}$ від залісеності водозборів f_l та від широти геометричних центрів водозборів (рис. 3.11-12). Але коефіцієнти кореляції виявилися незначущими.

Подібні залежності були побудовані й для паводків холодного періоду, результати виявилися аналогічними.

Таким чином, основним чинником, який визначає розподіл по території максимальних шарів стоку дощових паводків $Y_{1\%}$ є середня висота водозборів $H_{сер}$, з іншого боку необхідно також враховувати суттєвий вплив карсту на окремих водозборах.

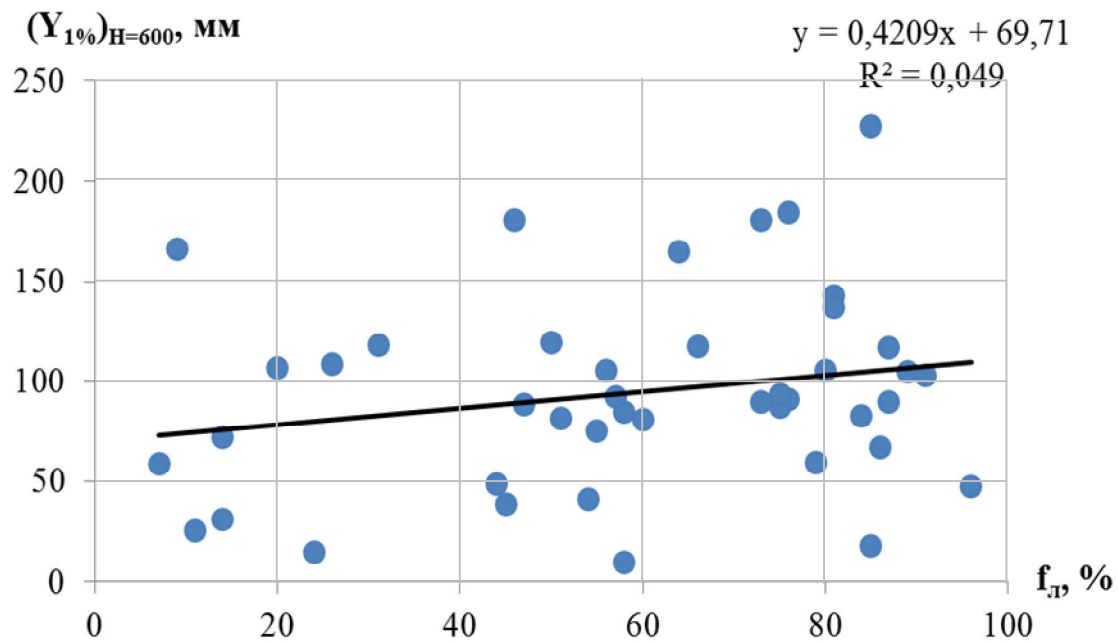


Рис. 3.11 - Залежність шарів стоку дощових паводків $(Y_{1\%})_{H=600}$ від залісеності водозборів $f_{л}$ на річках Гірського Криму у холодний період

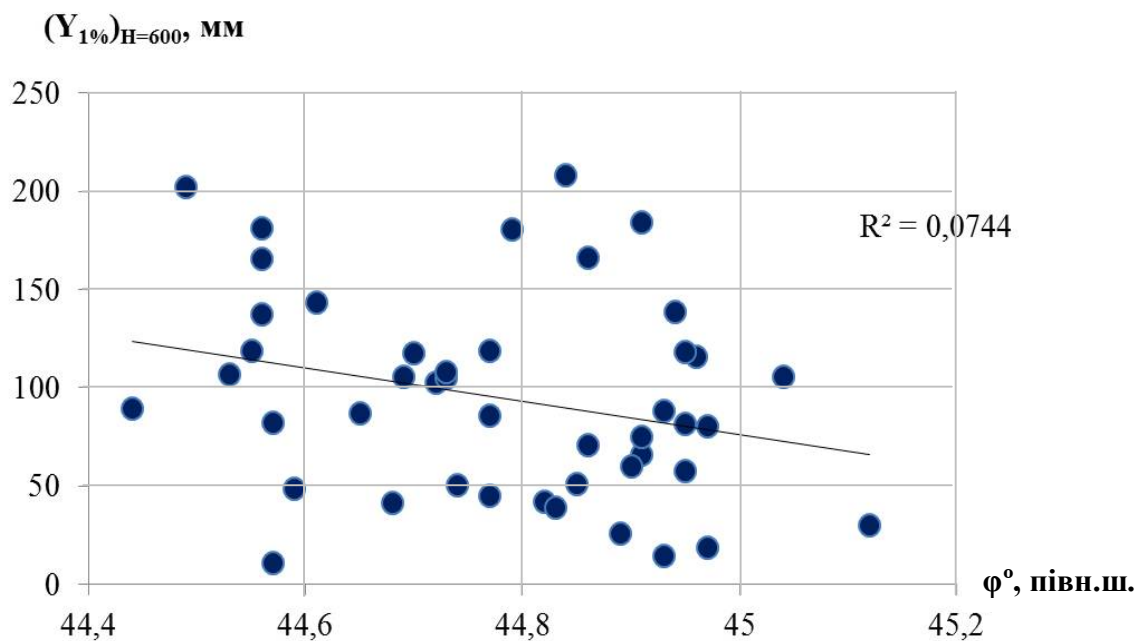


Рис. 3.12 - Залежність шарів стоку дощових паводків $(Y_{1\%})_{H=600}$ від широти геометричних центрів водозборів на річках Гірського Криму в холодний період

РОЗДІЛ 4

ОБҐРУНТУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК СХИЛОВОГО ПРИПЛИВУ ДЛЯ ГІРСЬКИХ РІЧОК УКРАЇНИ

4.1 Визначення швидкості й тривалості руслового добігання

При розробці методик визначення максимального стоку річок у більшості моделей одним з основних параметрів є тривалість руслового добігання, яка в свою чергу визначається через її швидкість [105].

За наявності гідрометеорологічних вимірювань у розпорядженні дослідника зазвичай є дані про швидкості течії в окремих створах. Що ж до швидкостей добігання хвиль паводків, то такі дані, як правило, відсутні або їх складно отримати. Також слід враховувати ту обставину, що дощові паводки характеризуються короткочасністю проходження, а стандартні спостереження на гідрометеорологічній мережі проводяться, як правило, лише в два строки (зазвичай, о 8⁰⁰ і 20⁰⁰), отже піки паводків можуть взагалі не зареєструватись.

Розробкою формул швидкостей добігання займалися багато відомих учених-гідрологів: Г.А. Алексєєв [106], А.М. Бефані [107], Р.А. Нежиховський [1], Д.Л. Соколовський [42], М.В. Лаликін [108], О.Г. Іваненко [109], Є.Д. Гопченко [110; 111], Б.В. Кіндюк [112; 113] та ін.

В основу більшості з них покладені дані про швидкості течії. Є підходи, коли швидкість добігання визначається безпосередньо в самій структурі формули максимального стоку, наприклад, Г.А. Алексєєва [106].

На нашу думку, найбільш перспективним є підхід, пов'язаний з геометричною схематизацією поперечних перерізів русел. Значне розповсюдження знайшли два варіанти такої схематизації:

а) за Р.А. Нежиховським [1]

$$B = bh^m; \quad (4.1)$$

б) за А.М. Бефані [107]

$$h = A\omega^{r_0}, \quad (4.2)$$

де B – ширина річки, м;

h – максимальна глибина потоку, м;

ω – площа поперечного перерізу, м²;

m і r_0 – параметри, чисельні значення яких залежать від форми поперечних перерізів русел.

В якості методичної основи для розрахунку швидкості добігання пропонується використовувати відому в гідравліці формулу Шезі [42]:

$$V = \frac{1}{n_p} I^x h^z, \quad (4.3)$$

де V - швидкість течії, м/с;

I - ухил русла, ‰;

h - середня глибина потоку, м;

n_p - коефіцієнт шорсткості;

x і z - гідравлічні показники.

Тоді, з урахуванням (4.3), швидкість руслового добігання описується рівнянням вигляду [42; 107; 108; 113]:

$$V = a Q^\alpha I^\beta, \quad (4.4)$$

де a - коефіцієнт, що враховує форму перетину і шорсткість русла;

α і β - гідравлічні показники.

За Р.А. Нежиховським [1], з урахуванням (4.1) і (4.4), α і β дорівнюють:

$$\alpha = \frac{1}{1,5m + 2,5}; \quad (4.5)$$

$$\beta = \frac{0,75(m+1)}{1,5m + 2,5}, \quad (4.6)$$

де m – параметр, що враховує форму русла і є тангенсом кута нахилу лінії зв'язку $B = f(\omega)$ до осі абсцис.

За А.М. Бефані [107], спираючись на (4.2) і (4.4), α і β дорівнюють:

$$\alpha = \frac{r}{r+1}; \quad (4.7)$$

$$\beta = \frac{1}{2(r+1)}, \quad (4.8)$$

де $r = r_0 z$, r_0 - також як і m , що враховує форму русла і є тангенсом кута нахилу лінії зв'язку $h = f(\omega)$, а z – залежить від типу русел.

Степеневий показник r_0 , за даними [110], для лісостепової зони

України коливається в межах від 0,47 до 1,20 при середньому значенні $\bar{r}_0=0,66$; для степової зони – від 0,30 до 0,87, при середньому значенні $\bar{r}_0=0,64$; для Полісся – від 0,30 до 1,0, при середньому значенні $\bar{r}_0=0,72$; для річок Криму – від 0,52 до 0,88, при середньому значенні $\bar{r}_0=0,67$; для Карпат – від 0,47 до 1,20, при середньому значенні $\bar{r}_0=0,66$.

Степеневі показники α і β однакові для всіх зон: $\alpha=0,33$; $\beta=0,33$ (при $z=0,75$ – природні русла, чисті і зарослі травою).

Таким чином, формулу (4.4) можна записати у вигляді:

$$V_{\partial} = aQ^{0,33}I^{0,33}. \quad (4.9)$$

Для обґрунтування швидкісного коефіцієнта a авторами [110] були проаналізовані дані по середніх швидкостях течії (по 305 гідрометричних створах на річках України). За багаторічними матеріалами для кожного поста побудовані залежності $v=f(Q)$, де v – середня виміряна швидкість течії в гідрометричному створі. Витрату, при якій спостерігається вихід води на заплаву, називають «критичною» ($Q_{кр}$), а відповідну їй швидкість течії – «критичною швидкістю» ($v_{кр}$). Значення $Q_{кр}$ визначені по точках перегину кривих зв'язку витрат води і швидкості течії в замикаючих створах. Знаючи $v_{кр}$, а також α і β з формули (4.8) для кожного поста можна встановити величини швидкісного коефіцієнта a , який залежить від форми і шорсткості русла.

Величина $Q_{кр}$ визначається формою і розмірами поперечного перерізу русел, які у свою чергу залежать від розміру річок. Тому для різних зон території України були визначені залежності вигляду $Q_{кр}=f(F)$, які описуються степеневими рівняннями [109]. З урахуванням отриманих рівнянь та уточненої регіональної формули для Криму [105] розрахункова формула швидкості добігання для річок України набула вигляду:

$$V_{\partial} = a_2 F^{\alpha_2} I_{сер.зв.}^{0,33}, \text{ км/год} \quad (4.10)$$

де a_2 – швидкісний параметр, представлений у табл. 4.1 (як і α_2).

Таблиця 4.1 – Параметри формули (4.10) швидкості добігання

Район Параметр	Лісостепова зона	Полісся	Степова зона	Крим	Карпати
a_2	1,51	1,37	1,19	0,83	1,44
α_2	0,17	0,12	0,14	0,18	0,16

Обґрунтована формула (4.10) може бути використана для визначення швидкості добігання невивчених річок Криму та Карпат, при необхідному мінімумі вихідних даних - площі водозборів і середньозважених ухилах річок.

Зокрема, при розрахунках зазвичай використовується не сама швидкість руслового добігання, а її тривалість, яка представляє собою відношення гідрографічної довжини водотоку до швидкості добігання, тобто

$$t_p = \frac{L}{V_0}, \quad (4.11)$$

де L – гідрографічна довжина водотоку, км;

V_0 – швидкість руслового добігання, км/год.

Таким чином, регіональна розрахункова формула для визначення тривалості руслового добігання паводків має вигляд:

– для річок Гірського Криму [105]

$$t_p = \frac{L}{0,83 F^{0,18} I_{сер.зв}^{0,33}}; \quad (4.12)$$

– для річок Українських Карпат [65]

$$t_p = \frac{L}{1,44 F^{0,16} I_{сер.зв}^{0,33}}, \quad (4.13)$$

де F – площа водозбрів, км²;

$I_{сер.зв}$ – середньозважений ухил водотоків, ‰.

4.2 Визначення характеристик схилового припливу для річок Українських Карпат під час проходження паводків у теплий період року

Часова нерівномірність схилового припливу. За своєю сутністю, часова нерівномірність схилового припливу визначається відношенням максимальної витрати Q'_m до її середньої величини за період водопілля або паводка $\overline{Q'_m}$, тобто

$$\frac{n+1}{n} = \frac{Q'_m}{Q'_{T_0}}, \quad (4.14)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового стоку [47; 114-117].

В сучасній практиці найбільш ефективним методом визначення коефіцієнтів нерівномірності $(n+1)/n$, за відсутності воднобалансових станцій, запропоновано в [118-120]. Він полягає у визначенні n через елементи руслових гідрографів, зокрема, через коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$, що дорівнюють

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m}{\bar{Q}_{T_n}} = \frac{q_m T_n}{Y_m}, \quad (4.15)$$

де q_m – максимальний модуль руслового стоку;

T_n – тривалість руслового стоку;

$\bar{Q}_{T_n}$ – середня за паводок витрата води.

Узагальнення $(m+1)/m$ по території відображатись за допомогою площі водозборів F . Причому, верхнє граничне значення $(m+1)/m$ при $F \rightarrow 0$ – це шуканий параметр нерівномірності схилових гідрографів $(n+1)/n$ [109].

Але існують деякі труднощі у визначенні параметра $(n+1)/n$. Вони пов'язані з недосконалістю засобів розчленування гідрографів, унаслідок чого тривалість паводків T_n може бути як завищена, так і занижена. Це відбивається на числових значеннях $(m+1)/m$ і тісноті регіональних залежностей $(m+1)/m = f(F)$.

Тому в роботах [119-122] рекомендується обчислювати шуканий параметр з використанням середніх величин $\bar{Y}_m, \bar{T}_n, \bar{Q}_m$, тобто

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\bar{T}_n \bar{Q}_m}{\bar{Y}_m F} 86,4. \quad (4.16)$$

Для річок Українських Карпат коефіцієнти часової нерівномірності $(m+1)/m$ встановлювались за даними 93 водозборів, а потім узагальнювались в залежності від їх площ водозборів (рис. 4.1). Залежність виражена достатньо добре і може бути проєкстрапольована на вісь ординат з метою визначення $(n+1)/n$. Отже, для річок Українських Карпат

рекомендується використовувати $(n+1)/n$ на рівні 9,19, звідки $n=0,12$ [123].

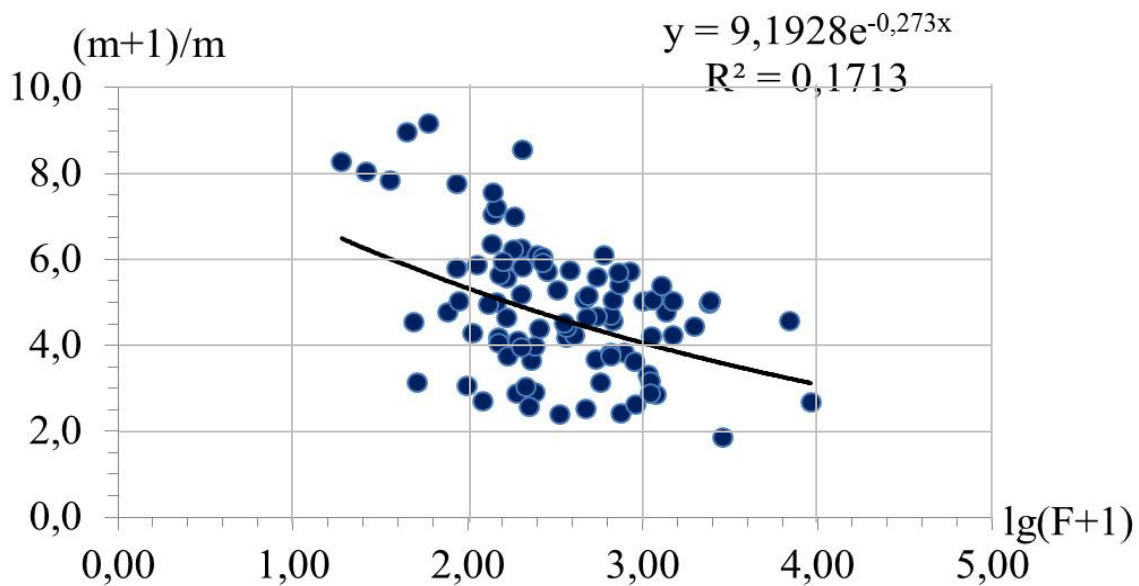


Рис. 4.1 – Залежність коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку від площі водозборів для гірських річок Українських Карпат

Визначення тривалості схилового припливу. Найбільші труднощі при побудові формул максимального стоку зазвичай пов'язані з визначенням тривалості схилового припливу. Його фізичний зміст визначений досить чітко, оскільки тривалість схилового припливу є основою схилових гідрографів. Проте, через рідку мережу воднобалансових станцій і високу мінливість T_0 по території скористатися досить простим прийомом не вдається. Отримати цю величину можна зворотним шляхом з базової формули максимального стоку. Базуючись на генетичній формулі А.М. Бефані [107; 121] та враховуючи операторну модель Є.Д. Гопченка, розрахункові рівняння для визначення T_0 можна записати у такому вигляді [115; 124]:

- при $t_p < T_0$

$$\frac{nq_m}{Y_m \varepsilon_F} T_0^{n+1} - (n+1)T_0^n + \frac{m_1+1}{n+m_1} t_p^n = 0; \quad (4.17)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\frac{1}{m_1+1} T_0^{m_1} + \frac{m_1(n+m_1+1)}{(n+1)(m_1+1)} \left[\frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F} t_p - \frac{n+m_1+1}{n+1} \right] t_p^{m_1} = 0, \quad (4.18)$$

де m_1 – показник степеня в рівнянні кривих ізохрон.

Визначення T_0 в структурах (4.17) і (4.18) ускладнюється тим, що в кожній з них, крім T_0 , невідомим залишається ще й коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F . У свою чергу наявні рівняння не утворюють системи. Тому кожне з рівнянь необхідно розглядати в два етапи (з накладанням обмежень на параметр ε_F), беручи на першому етапі $\varepsilon_F=1,0$. Слід також зауважити, що за таких умов на першому етапі алгебраїчним шляхом буде вирішуватись лише рівняння (4.18). Щодо рівняння (4.17), а саме з нього розпочинається процедура визначення T_0 , то воно трансцендентного типу і для свого вирішення потребує залучення обчислювальних методів. Досить ефективним, на наш погляд, може бути застосування методу простої однокрокової ітерації. Рівняння (4.17) має два дійсних корні, причому фізично задовольняти вирішення поставлених задач має верхній з них. Ось чому пропонується нульове наближення T_0 завжди розпочинати з деякого числа, більшого за тривалість руслового добігання t_p . Точність, з якою відбувається ітерація, задається дослідником. Послідовність обчислювальних процедур відбувається автоматично. Задане завідомо більше, ніж t_p , початкове наближення використовується для здійснення пошуку кореня T_0 у рівнянні (4.17). На кожному кроці відбувається порівняння обчислень T_0 з тривалістю руслового добігання t_p . Якщо на якомусь кроці $t_p > T_0$, а задана точність не досягається, то пошук тривалості T_0 буде відбуватися у структурі рівняння (4.18), але вже алгебраїчним шляхом [125].

Після вирішення задачі встановлення T_0 на першому етапі подальшим є побудування залежності T_0 від розміру водозборів. За її допомогою визначається середня для регіону величина $T_0 = T'_0$, як відрізок на осі ординат залежності $T_0 = f \lg(F + 1)$ при $F=0$.

Просторове узагальнення T_0 дощових паводків на річках Українських Карпат. Враховуючи локальний характер паводкоформувань опадів, вихідні побудування залежностей $T_0 = f(\varphi^\circ \text{півн.ш.})$ у гірській місцевості не є ефективним науково-методичним прийомом. Тому, починаючи аналіз факторної обумовленості T_0 , доцільно починати з висотного положення водозборів, а потім поступово дослідити вплив на схилу зарегульованість паводкового стоку залісеності і заболоченості [126]. Приведені величини $T_0 = (T_0)_{np}$ визначаються за рівнянням

$$(T_0)_{np} = \frac{T_0}{k_H \cdot k_\lambda \cdot k_\sigma}. \quad (4.19)$$

Осереднюються вони у межах розглядуваної території або районуються.

Таким чином, автором при обґрунтуванні T_0 пропонуються методичні підходи, які спираються на структури об'ємного типу і операторні моделі.

Приступаючи до узагальнення T_0 по території, необхідно, як показано вище, проаналізувати вплив місцевих чинників на тривалість схилового припливу (залісеності і заболоченості) і географічного положення водозборів. Дослідження місцевих факторів здійснювалось в основному за басейновим принципом, тому досліджувана територія поділена відповідно до фізико-географічного районування на Закарпаття та Передкарпаття.

Щоб з'ясувати ступінь впливу на тривалість схилового припливу дощових паводків кожного з місцевих чинників, необхідно спочатку виключити вплив висотного положення водозборів. З цією метою були побудовані залежності вигляду $T_0 = f(H_{сер})$, які показані на рис. 4.2 (а,б).

З рис. 4.2 видно, що тривалість схилового припливу дощових паводків на річках як *Закарпаття*, так і *Передкарпаття* загалом підлягає висотній поясності, причому із збільшенням висоти водозборів T_0 збільшується. Отримана залежність дозволяє привести всі дані до однієї висоти, наприклад, $H_{сер} = 500$ м, тобто

$$(T_0)_{H=500} = T_0 - a_H(H - 500), \quad (4.20)$$

де $(T_0)_{H=500}$ – приведені до умовної висоти 500 м значення тривалості схилового припливу дощових паводків;

a_H - кутовий коефіцієнт.

Тоді коефіцієнт впливу висотного положення водозборів на T_0 буде становить:

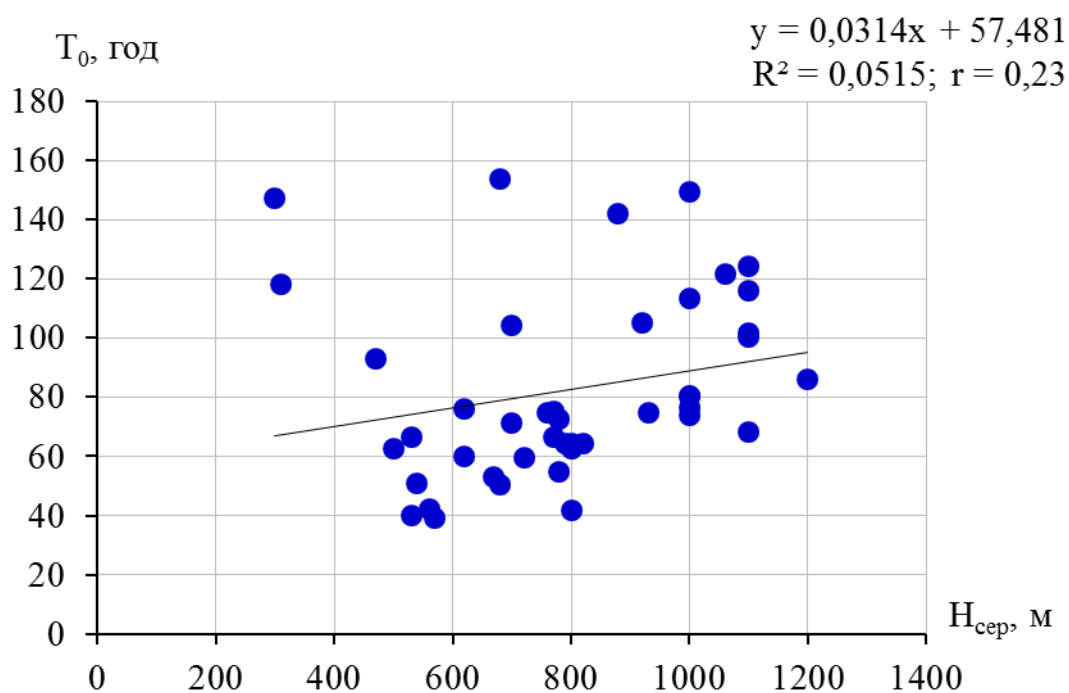
- для Закарпаття

$$k_H = 1 + 0,43 \cdot 10^{-3}(H_{сер} - 500); \quad (4.21)$$

- для Передкарпаття

$$k_H = 1 + 0,41 \cdot 10^{-3}(H_{сер} - 500). \quad (4.22)$$

а)



б)

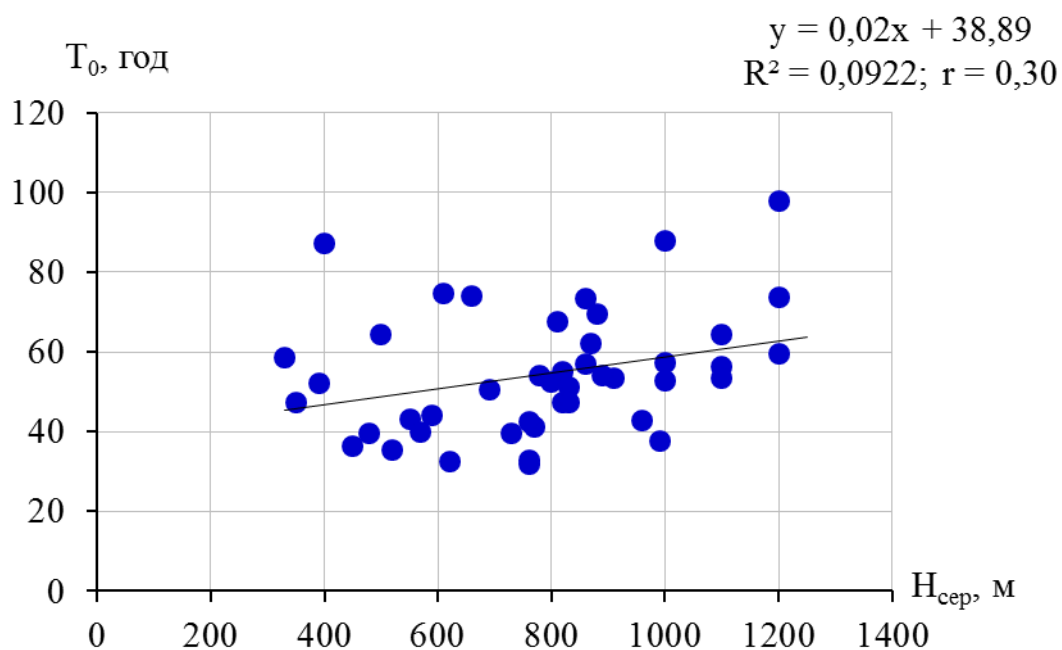
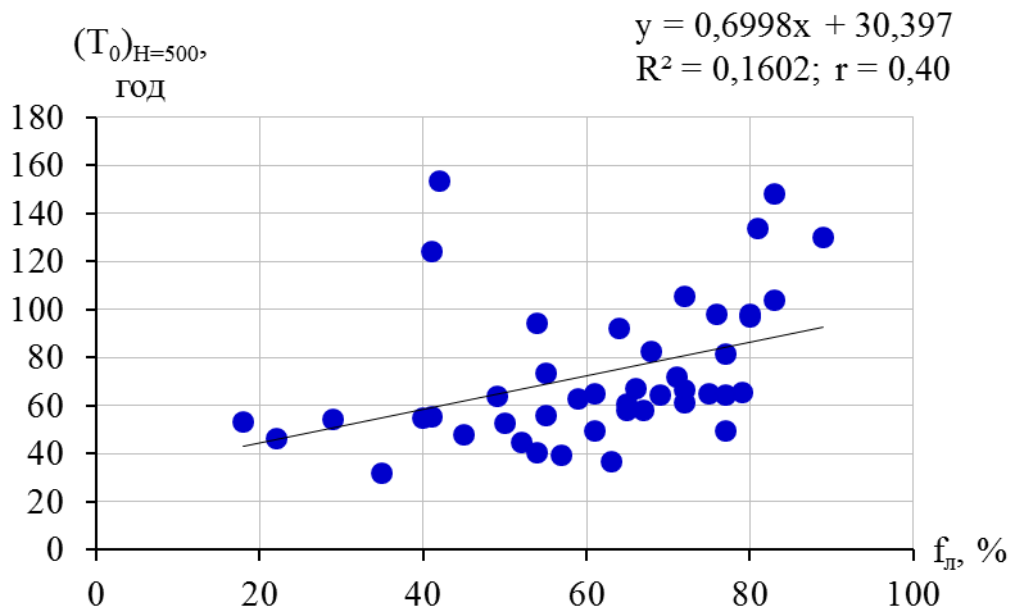


Рисунок 4.2 – Залежність тривалості схилового припливу (год) дощових паводків теплої періоду від висотного положення водозборів:
а) Закарпаття, б) Передкарпаття

Приведені значення тривалості схилового припливу $(T_0)_{H=500}$ можна досліджувати на можливий вплив на їх величину залісеності водозборів $f_{л}$ (рис. 4.3 а,б).

а)



б)

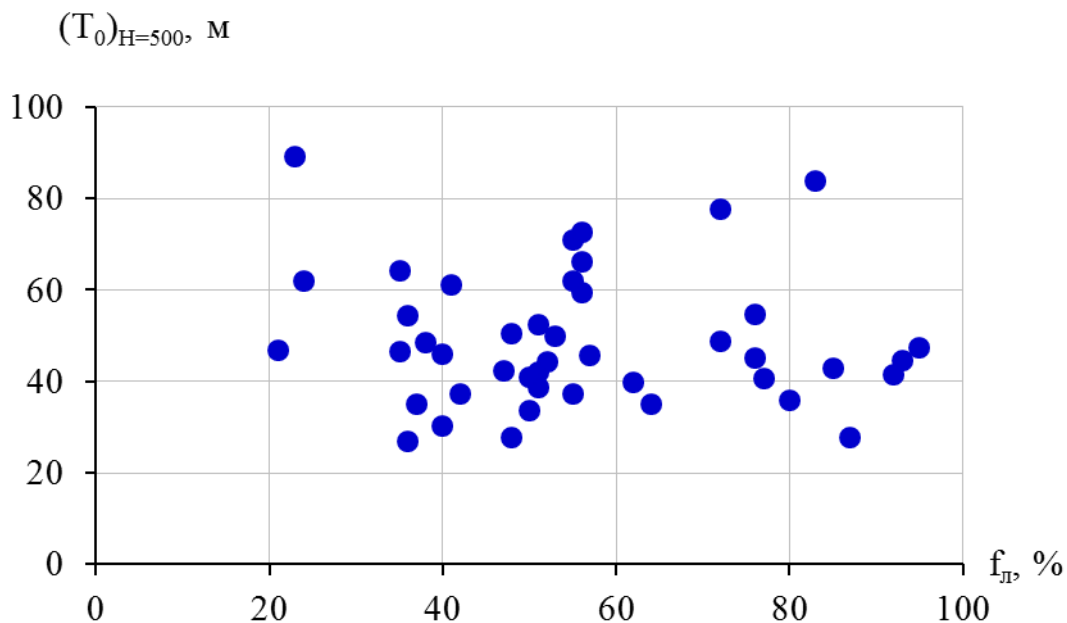


Рисунок 4.3 – Залежність приведених значень тривалості схилового припливу дощових паводків $(T_0)_{H=500}$ (год) від залісеності водозборів:

а) Закарпаття; б) Передкарпаття

На основі залежності (рис. 4.3 а) для Закарпаття встановлено коефіцієнт впливу залісеності на збільшення тривалості схилового припливу дощових паводків $k_{\text{л}}$

$$k_{\text{л}} = 1 + a_{k_{\text{л}}} (f_{\text{л}} - 50), \quad (4.23)$$

де $a_{k_{\text{л}}} = 0,0108$.

Для Передкарпаття вплив лісу не значущий.

Розрахувавши за (4.23) коефіцієнти залісеності $k_{\text{л}}$, можна виключити їх вплив на T_0 , якщо $(T_0)_{H=500}$ поділити на $k_{\text{л}}$, тобто

$$(T_0)_{H=500, f_{\text{л}}=50} = \frac{(T_0)_{H=500}}{k_{\text{л}}}. \quad (4.24)$$

Заболоченість на гірських водозборах майже відсутня, тому не має сенсу виявляти її вплив.

Використовуючи рівняння (4.21-22) і (4.23), можна, виключивши з вихідних величин T_0 вплив висотного положення і залісеності, приступити до просторового узагальнення приведених (до $H_{\text{сер}} = 500$ м і $f_{\text{л}} = 50\%$) значень тривалості схилового припливу дощового стоку. Звичайно таке узагальнення досягається побудовою відповідних карт (рис. 4.4).

На підставі даних, отриманих в результаті дослідження впливу основних чинників на тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі, значення T_0 при $H_{\text{сер}} = 500$ м і $f_{\text{л}} = 50\%$ були узагальнені по території шляхом їх картування. На рис.4.4 досліджувана характеристика відображена у вигляді ізоліній, проведених з кроком 20 годин. В окремих місцях, де спостерігаються високі градієнти параметра, крок між ізолініями може становити 10 або 60 годин.

Як видно з рис. 4.4, діапазон зміни T_0 по території досить великий – від 30 до 150 годин. Аналіз карти показує, що якоїсь загальної закономірності в зміні величини T_0 по території немає, проте, можна виявити деякі особливості або закономірності в межах окремих районів. Так, треба відзначити райони карстових явищ, які відмічаються значним збільшенням тривалості схилового припливу [123; 127; 128].

досягається за допомогою чисельних методів. На жаль, через відсутність спостережень за стоком річок на малих водозборах, регіональне значення першого етапу наближення T_0' , яке визначається екстраполяцією $T_0' = f \lg(F + 1)$ на вісь ординат при $F = 0$, є досить суб'єктивним прийомом. Професор Є.Д. Гопченко запропонував комплексний метод уточнення цієї величини [124; 130; 131].

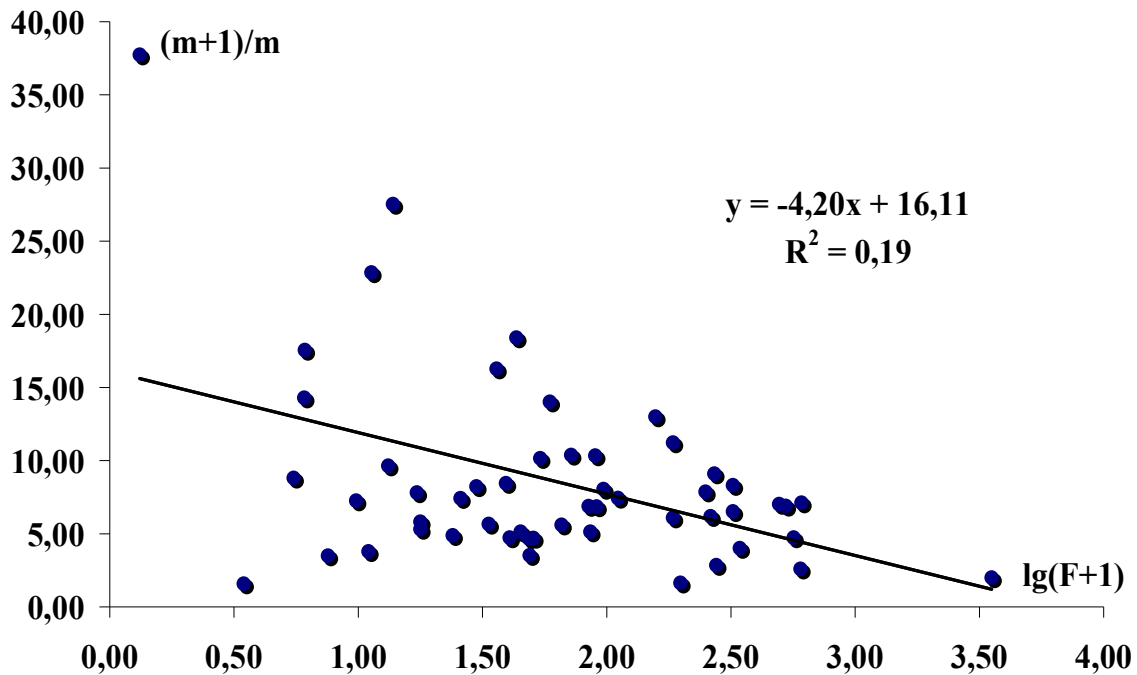


Рис. 4.5 – Залежність для річок Гірського Криму коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку від площі водозборів

Виходячи з редукційної формули, для розрахунку максимального стоку можна записати

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}} = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (4.25)$$

де k_0 - коефіцієнт схилової трансформації паводкового стоку, який дорівнює

$$k_0 = [(n + 1) / n] / T_0 \quad (4.26)$$

У свою чергу, цей параметр можна встановити, якщо побудувати залежність $\lg q_m / Y_m = f \lg(F + 1)$ і проекстраполювати її лінійно на вісь ординат. Регіональне значення T_0' , спираючись на (4.26), дорівнює

$$T_0' = [(n+1)/n] / k_0 \quad (4.27)$$

З іншого боку, тривалість схилового припливу T_0 визначається чисельним методом для чого на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ розроблена комп'ютерна програма «Caguar». На першому етапі розрахунків визначається регіонального значення T_0' . З цією метою побудована залежність тривалості схилового припливу від площі водозборів річок Гірського Криму, показана на рис. 4.6. В результаті екстраполяції залежності на вісь ординат, отримане значення $T_0' = 50$ год.

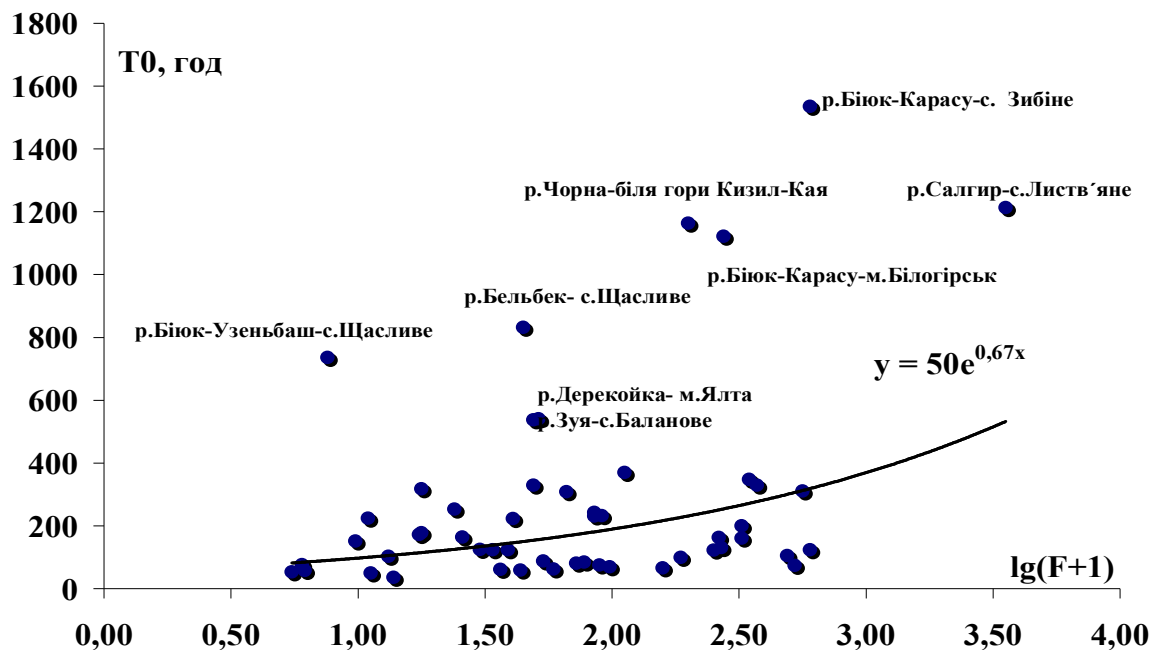


Рис. 4.6 – Залежність тривалості схилового припливу від площі водозбору для річок Гірського Криму

Для уточнення отриманих результатів використано комплексний метод. Відповідно до нього коефіцієнт схилової трансформації паводкового стоку визначається на основі редуції схилової трансформації паводкового стоку (рис. 4.7).

Згідно рівняння (4.27) $T_0' = 16,1 / 0,32 = 50$ годин. Порівняння величин тривалості схилового припливу, отриманих різними методами, представлено на рис. 4.8. Залежність виражена досить добре, з високим коефіцієнтом кореляції ($r=0,86$), що є підтвердженням правильності отриманих результатів.

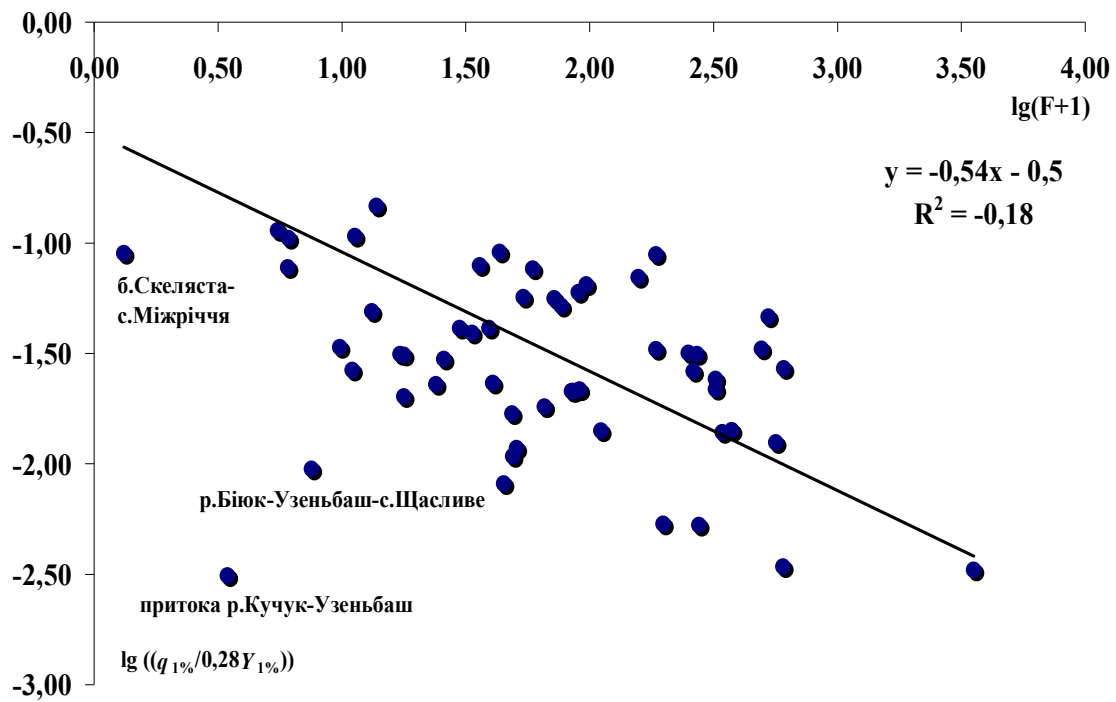


Рис. 4.7 – Редукція схилової трансформації паводкового стоку на річках Гірського Криму

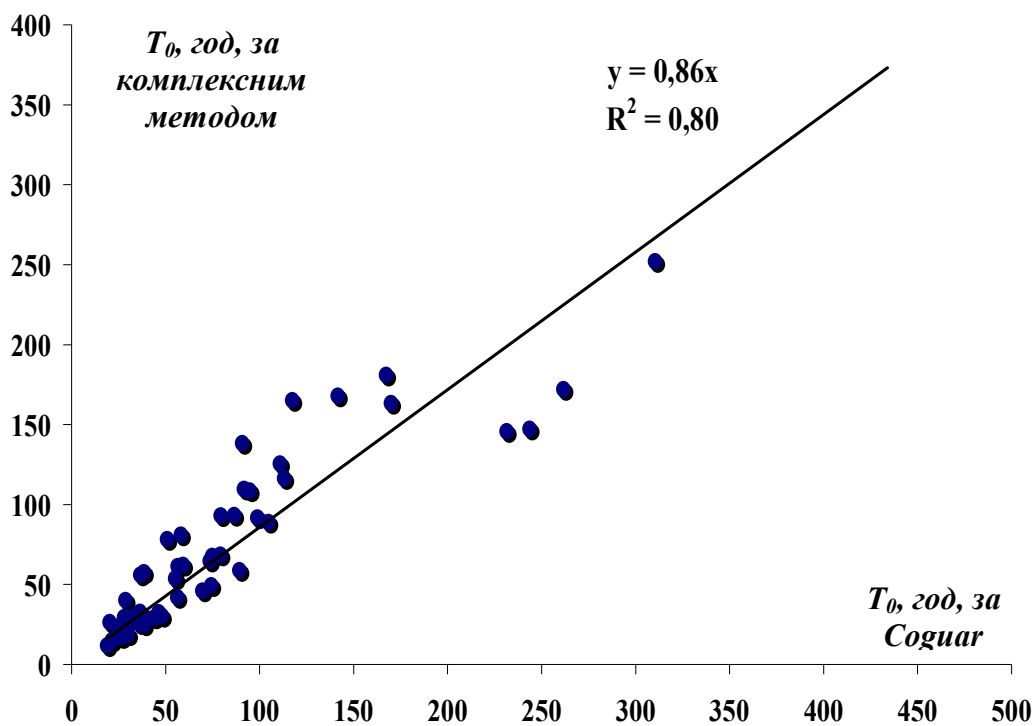


Рис. 4.8 – Порівняння тривалості схилового припливу за двома методами

Для виявлення просторових особливостей зміни тривалості схилового припливу T_0 спочатку були досліджені закономірності, пов'язані з можливим впливом географічної складової та висотного положення водозборів. Для цього побудовані залежності тривалості схилового припливу від широти геометричних центрів водозборів та середньої висоти водозборів.

Як видно з рис. 4.9, на описуваній території тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі в цілому зменшується з широтою. Коефіцієнт кореляції для даної залежності є значущим ($r = 0,24$).

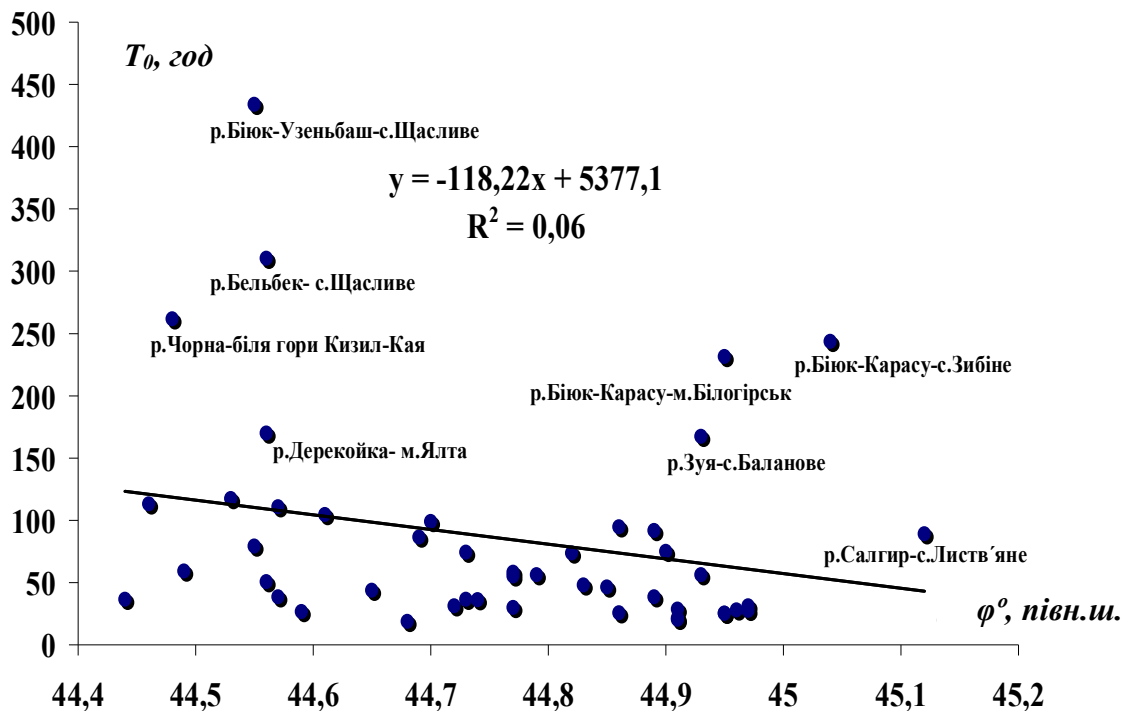


Рис. 4.9 – Залежність тривалості схилового припливу від широти геометричних центрів водозборів річок Гірського Криму

Залежність T_0 від висотного положення водозборів $H_{сер}$ представлена на рис. 4.10.

Отримана залежність ілюструє чітке збільшення тривалості схилового припливу зі збільшенням середньої висоти водозборів, але також, як й у випадку з шарами стоку, виділяється карстовий район.

Карстовий район, згідно [132], знаходиться в Кримсько-Кавказькій карстовій країні. Водозбори річок входять до п'яти карстових районів: Байдарсько-Балаклавський, Західно-Південнобережний, Качинський-Курцовське, Салгірсько-Індольський, Білогірський.

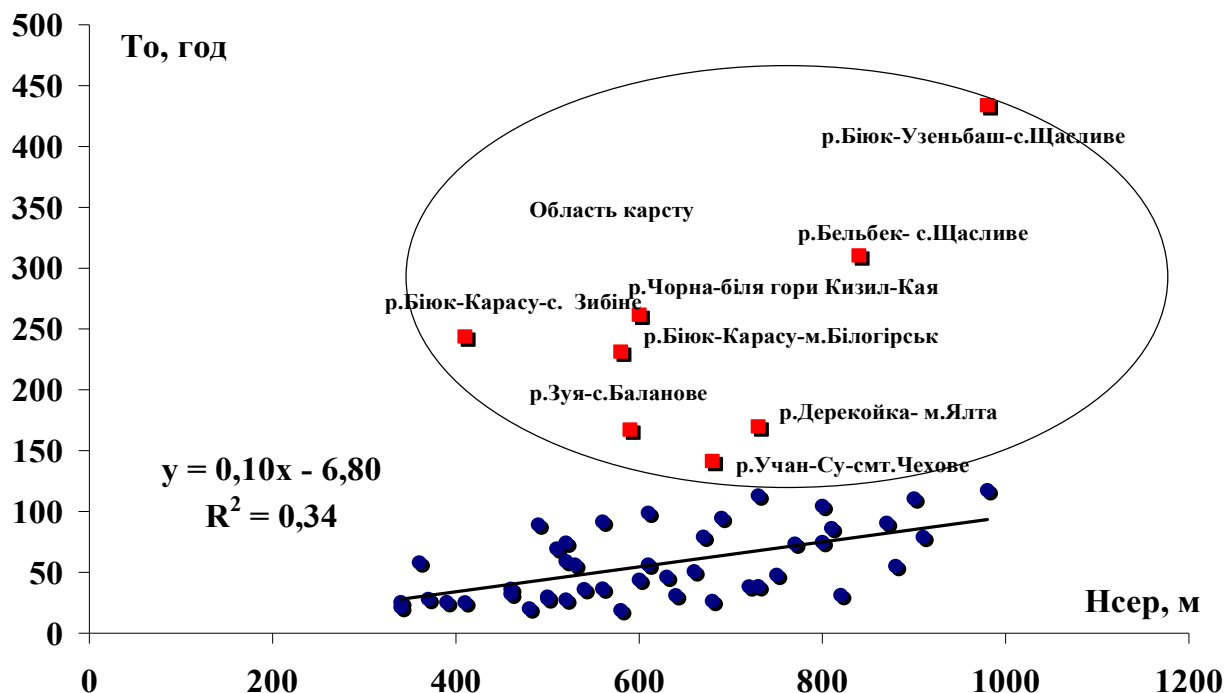


Рис. 4.10 – Залежність тривалості схилового припливу T_0 від середньої висоти водозборів $H_{сер}$ Гірського Криму

За дослідженнями авторів [133; 134], вплив карсту на тривалість схилового припливу в різних фізико-географічних умовах під час весняних водопіль, проявляється у збільшенні цієї величини приблизно в 2 рази. Для території Гірського Криму область карсту, позначена на рис. 4.10, підтверджує факт збільшення тривалості схилового припливу T_0 під впливом карсту.

З метою дослідження можливого впливу на тривалість схилового припливу T_0 інших чинників (для даної території – залісеності f_l) побудована відповідна залежність (рис. 4.11), яка дозволяє пересвідчитися у тому, що залісеність значущого впливу на тривалість схилового припливу не має.

Отже, дослідження впливу різних факторів на тривалість схилового припливу T_0 показало, що основними чинниками у межах розглядуваної території є середня висота водозборів і карст. Для визначення T_0 при відсутності спостережень може бути використана формула вигляду:

$$T_0 = 0,10H_{сер} - 6,80, r = 0,58. \quad (4.28)$$

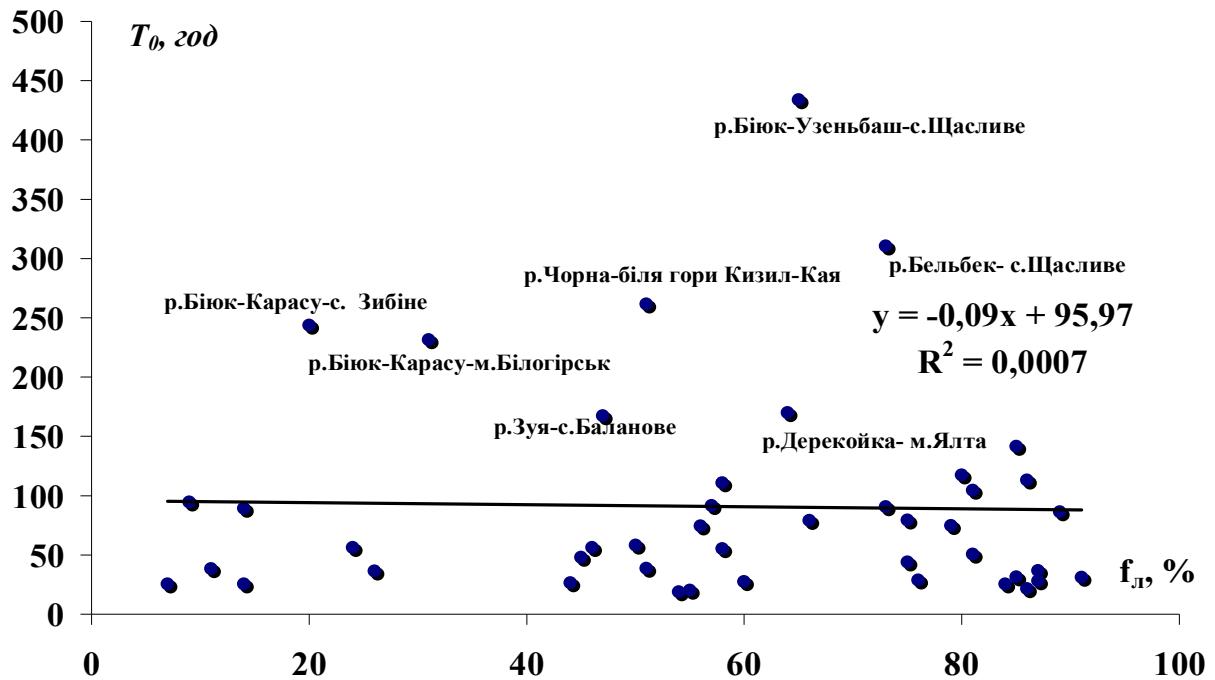


Рис. 4.11 – Залежність тривалості схилового припливу T_0 від залісенності водозборів на річках Гірського Криму

Для водозборів, де спостерігається суттєвий вплив карсту, необхідно також вводити відповідні поправкові коефіцієнти, які будуть розглянуті у наступному розділі.

РОЗДІЛ 5

НОРМУВАННЯ ПАРАМЕТРІВ РОЗРАХУНКОВИХ МЕТОДИК ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ПАВОДКІВ ТЕПЛОГО ПЕРІОДУ НА ГІРСЬКИХ РІЧКАХ УКРАЇНИ

Базисна структура, взята за основу при розробці методики розрахунку максимальних витрат води дощових паводків у межах гірського регіону Українських Карпат, ґрунтується на формулі операторного вигляду [135]

$$q_p = q'_{1\%} \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F r \lambda_p, \quad (5.1)$$

де $q'_{1\%}$ - розрахунковий модуль схилового припливу 1%-ої ймовірності перевищення, $\text{м}^3/(\text{с км}^2)$;

$\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right)$ - трансформаційна функція, зумовлена часом руслового добігання;

ε_F - трансформаційна функція, зумовлена русло-заплавним регулюванням;

r - коефіцієнт трансформації, пов'язаний з наявністю на водозборі озер, водосховищ чи ставків руслового типу;

λ_p - коефіцієнт переходу від опорної 1%-ої ймовірності перевищення до будь-якої іншої.

Для визначення максимального стоку паводків на території Гірського Криму за базову взята редуційна структура у вигляді (2.185)

$$q_p = \frac{q'_{1\%}}{(F+1)^{n_1}} r \lambda_p, \quad (5.2)$$

де F - площа водозборів, км^2 ,

n_1 - показник степеня редуції.

5.1 Обґрунтування максимальних модулів схилового припливу під час паводків теплового періоду року

Перша складова в розрахункових формулах (5.1) і (5.2) представлена у вигляді максимального модуля схилового припливу $q'_{1\%}$, який враховує основні характеристики графіків схилового припливу: шар стоку дощових паводків, коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу і тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі - T_0 .

Інтегрування $q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]$ по T_0 і деякі перетворення

надають можливості безпосередньо виразити модуль схилового припливу q'_m ($\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) через елементи гідрографів. Розрахунковий максимальний модуль схилового припливу визначається за рівнянням вигляду:

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}; \quad (5.3)$$

де $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт нерівномірності схилового припливу в часі;

T_0 - тривалість схилового припливу, год;

$Y_{1\%}$ - максимальний шар стоку дощових паводків, мм.

На основі аналізу стокових даних у розділі чотири обґрунтовані науково-методичні підходи стосовно визначення $(n+1)/n$ по матеріалах спостережень за русловим стоком. При цьому використано коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$, який за умови $F \rightarrow 0$ за

своїм числовим значенням співпадає з $\frac{n+1}{n}$, тобто $\left(\frac{m+1}{m} \right)_{F=0} = \frac{n+1}{n}$. Для

річок Гірського Криму $\frac{n+1}{n}$ становить 16,0 [136], а для річок Українських Карпат - 9.19 [137].

У третьому розділі виконана статистична обробка часових рядів шарів стоку методами моментів і найбільшої правдоподібності. За формулою (3.46) або (3.48) розраховані шари стоку 1%-ої забезпеченості.

У четвертому розділі наводяться методичні підходи для визначення тривалості схилового припливу за допомогою програмного комплексу «Caguar».

Таким чином, для визначення максимальних модулів схилового припливу 1%-ої забезпеченості наявні всі вихідні дані.

На території Українських Карпат розрахунковий модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ змінюється від $3,01 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Лютянка (Люта) - с. Чорноголова) до $14,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Прут - м. Яремча). Розрахункові значення для річок Гірського Криму коливаються від $0,48 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Салгир-с. Листв'яне) до $25,92 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Ворон-с. Ворон).

Надалі пропонуються дещо різні підходи для території Українських Карпат і Гірського Криму. У першому випадку складові максимального модуля схилового припливу - шар стоку та тривалість припливу води під час паводків узагальнені за територією з врахуванням впливу висоти місцевості та залісеності водозборів. Отримані розрахункові рівняння мають досить задовільну точність, що дозволяє використовувати їх в остаточних розрахунках за методикою, тобто не виникає необхідності окремо узагальнювати максимальні модулі схилового припливу. Дещо інша ситуація для території Гірського Криму - тут спостерігається дуже складне поєднання впливу, з одного боку висоти місцевості, яка виступає в якості показника розподілу опадів та випаровування, а з іншого - факторів підстильної поверхні, перш за все карсту. Слід також відзначити, що карст не однаково впливає на різні складові схилового припливу (шар стоку та тривалість припливу). Таким чином, виникає необхідність інтегрального врахування впливу висоти місцевості та факторів підстильної поверхні на сумарний схиловий стік, представлений максимальним модулем схилового припливу $q'_{1\%}$.

Узагальнення максимальних модулів схилового припливу під час паводків теплої періоду для річок Гірського Криму. Оскільки для гірських територій добре виражені залежності стокових характеристик від середньої висоти водозборів, як це показано для шарів стоку та тривалості схилового припливу у попередніх розділах, то першим етапом узагальнення $q'_{1\%}$ за територією стала побудова залежності максимальних модулів схилового припливу від середньої висоти водозборів для річок Гірського Криму (рис. 5.1).

Не дивлячись на те, що складові схилового припливу (T_0 та $Y_{1\%}$) мають значущі залежності від висоти, їх результуюча $q'_{1\%}$ суттєво не змінюється зі зростанням висоти місцевості.

Надалі для узагальнення максимальних модулів схилового припливу $q'_{1\%}$ стало дослідження впливу на цю величину широти місцевості (рис. 5.2). В цілому спостерігається зменшення $q'_{1\%}$ із збільшенням географічної широти центрів водозборів, що відповідає розподілу опадів на даній території.

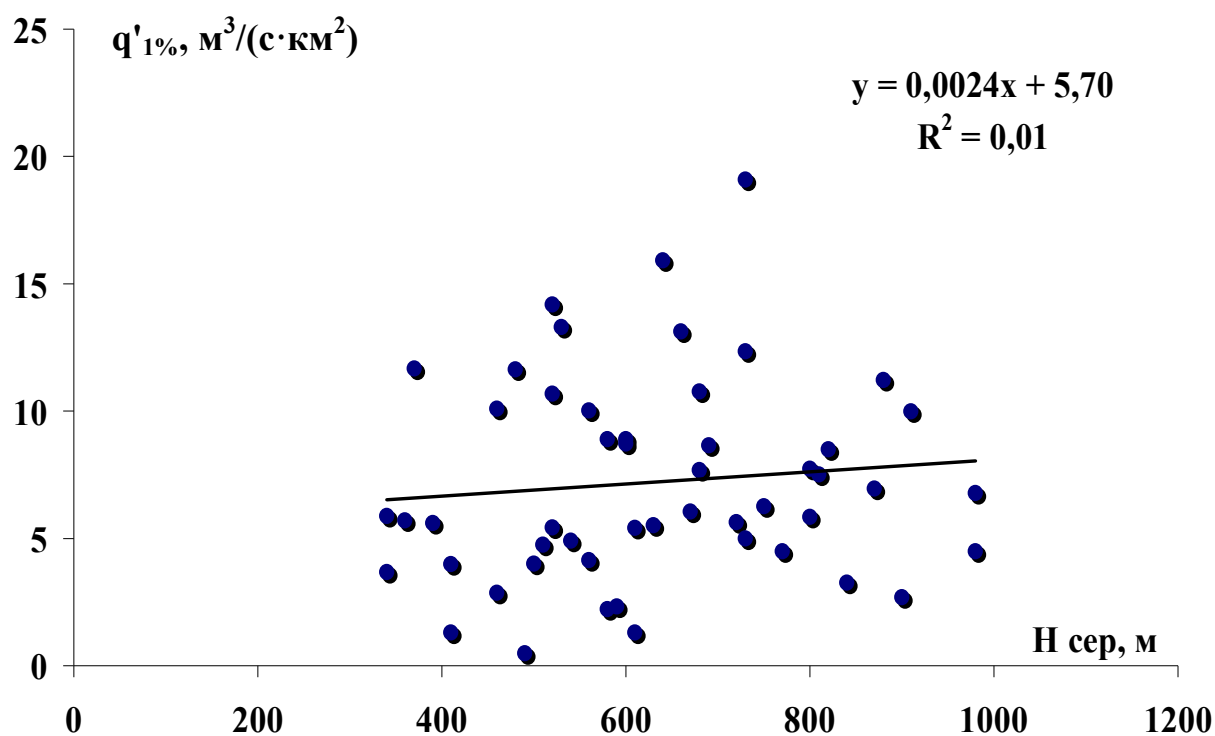


Рис. 5.1 – Зміна максимальних модулів схилового припливу від середньої висоти водозборів річок Гірського Криму

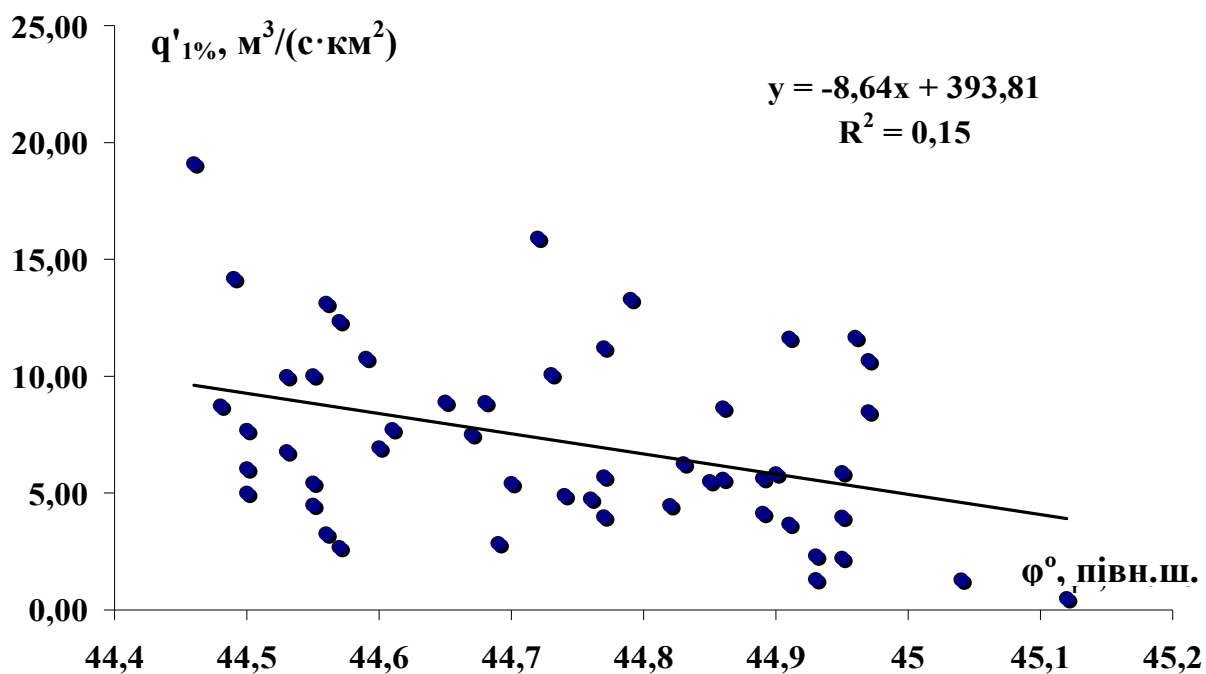


Рис. 5.2 – Залежність максимальних модулів схилового припливу від широти географічних центрів водозборів річок Гірського Криму

При оцінці значущості, або достовірності апроксимації, лінійного тренда у середовищі EXCEL стандартно використовується коефіцієнт кореляції Пірсона. Однак, як показано в [138] метод обчислення коефіцієнтів кореляції залежить від виду шкали, до якої відносяться змінні. Так, для вимірювання змінних з інтервальною та кількісною шкалами необхідно використовувати коефіцієнт кореляції Пірсона. Якщо щонайменше одна з двох змінних має порядкову шкалу, або не є нормально розподіленою, необхідно використовувати рангову кореляцію Спірмена або τ (тау) Кендалла.

Як відомо, коефіцієнт кореляції Пірсона - це спосіб виявлення статистичних зв'язків між двома змінними величинами [93]. Оцінка коефіцієнта кореляції, яка відображає тісноту лінійного зв'язку між розглядуваними рядами спостережень за випадковими величинами X та Y записується у вигляді

$$\hat{r}_{x,y} = r = \frac{\hat{K}_{x,y}}{S_x S_y} = \frac{\widehat{\text{cov}}(x,y)}{S_x S_y} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (5.4)$$

де S_y - оцінка середнього квадратичного відхилення випадкової величини Y [107].

Значення r коливається від -1 до 1. Чим ближче до одиниці, тим зв'язок величин тісніший. При $r = \pm 1$ зв'язок є функціональним.

Коефіцієнт кореляції вважається значущим за виконання умови $r > 2\sigma_r$, де $\sigma_r = 1 - r^2 / \sqrt{n-1}$ - середня квадратична похибка розрахунку коефіцієнта кореляції, n - кількість років спостережень [3].

Коефіцієнти кореляції Спірмена і Кендала відносяться до категорії *рангових або непараметричних*.

Для визначення коефіцієнта рангової кореляції Спірмена кожна з двох сукупностей розташовується у вигляді варіаційного ряду з присвоєнням кожному члену ряду відповідного порядкового номера (рангу), вираженого натуральним числом. Однаковим значенням ряду привласнюється середнє рангове число. Коефіцієнт рангової кореляції Спірмена r_s дорівнює:

$$r_s = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{i=n} \Delta_i^2}{n(n^2 - 1)}, \quad (5.5)$$

де n – тривалість вибірок;

Δ_i – різниця рангів для пари значень y_i і x_i .

Ранговий коефіцієнт кореляції Спірмена, як і лінійний, змінюється від -1 до +1, однак значення рангового коефіцієнта кореляції Спірмена завжди менше ніж значення коефіцієнта лінійної кореляції Пірсона: $r_s < r$.

Коефіцієнт рангової кореляції Кендала. Коефіцієнт кореляції «тау» Кендала має ті ж властивості, що й коефіцієнт Спірмена (змінюється від -1 до +1, для незалежних випадкових величин дорівнює нулю), проте він вважається більш інформативним. Першим етапом розрахунку коефіцієнта «тау» Кендала є ранжування рядів змінних (однаковим значенням ряду привласнюють середнє рангове число). Перша змінна повинна бути впорядкована за зростанням рангів. Коефіцієнт кореляції Кендала визначається за формулою:

$$\tau = \frac{4 \sum_{i=1}^{n-1} R_i}{n(n-1)} - 1, \quad (5.6)$$

де n – об'єм вибірки;

R_i – число рангів у другому варіаційному ряду, більших, ніж дане рангове число, і розташованих нижче від нього.

Таким чином, для оцінки значущості залежності, представленої на рис. 5.2, крім коефіцієнта Пірсона, використані й непараметричні рангові коефіцієнти кореляції, розраховані за допомогою програмного пакета STATISTICA, який розроблений компанією StatSoft (<http://www.statsoft.com>).

Результаті оцінки значущості коефіцієнтів кореляції представлені в табл. 5.1.

Таблиця 5.1 – Перевірка значущості залежності (5.2)

Коефіцієнт Пірсона	Висновок про значущість критерію	Коефіцієнт Спірмена	Висновок про значущість критерію	Коефіцієнт Кендала	Висновок про значущість критерію
0,39	значущий	0,30	значущий	0,22	значущий

За всіма критеріями залежність між максимальними модулями схилового припливу та широтою місцевості є значущою, що є підставою для картування максимальних модулів схилового припливу $q'_1\%$ (рис. 5.3).

Рис. 5.3 – Розподіл максимальних модулів схилового припливу 1%-ої забезпеченості по території Гірського Криму, м³/(с км²)

Аналізуючи карту, можна відмітити, що розрахункові граничні модулі схилового припливу в цілому збільшуються з північного сходу на південь від $0,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ до $10\text{-}15 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Локальні максимуми ($20 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) спостерігаються на річках Чорна та Ворон. В межах водозборів цих річок відбувається активне розвантаження карстових вод. З іншого боку, мінімальні значення максимальних модулів схилового припливу ($2,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) приурочені до зони живлення карсту на водозборах річок Біюк- Карасу, Зуя, Авунда.

На останньому етапі для встановлення показника степеня редукції n_1 побудовано в логарифмічних координатах залежність $\lg q_m = f[\lg(F+1)]$. Залежність представлена на рис. 5.4, вона добре виражена та має значущий коефіцієнт кореляції ($r = 0,77$). Кутовий коефіцієнт рівняння, що описує отриману залежність, представляє собою шуканий параметр n_1 , який дорівнює 0,53.

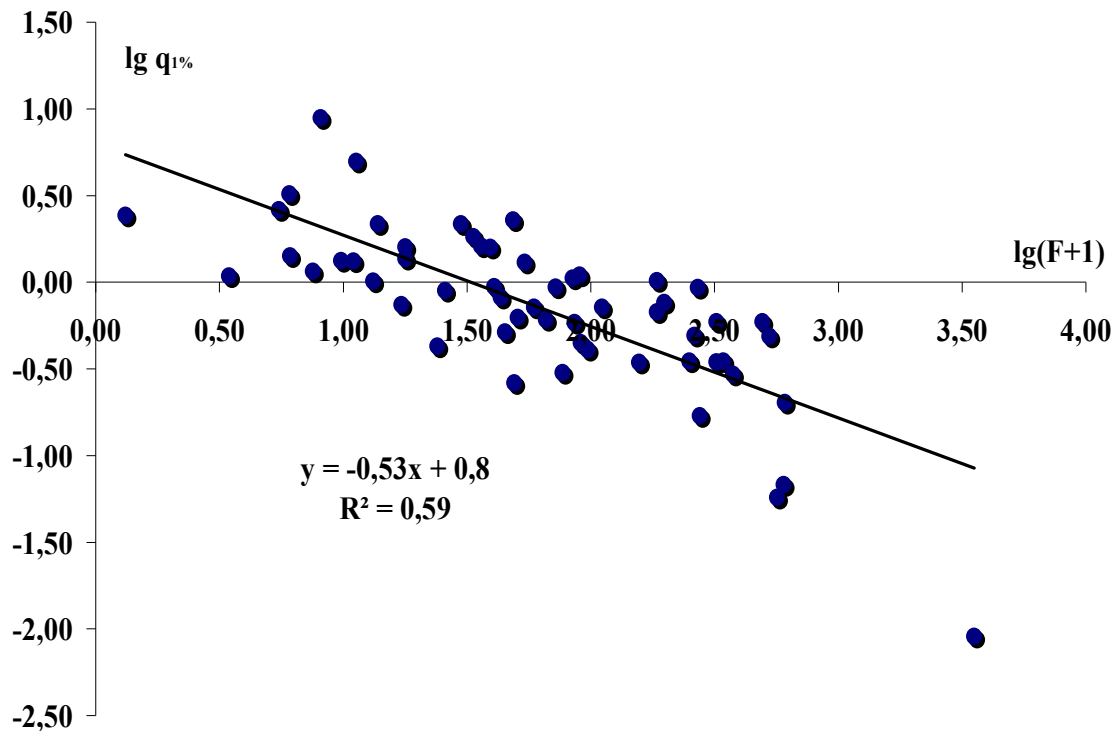


Рис. 5.4 – Залежність максимальних модулів стоку дощових паводків теплового періоду від площі водозборів річок Гірського Криму

Отримані характеристики є основними при обґрунтуванні регіональної методики для визначення максимального стоку дощових паводків теплового періоду для річок Гірського Криму.

5.2 Трансформаційні функції максимального стоку (руслова трансформація, русло-заплавне регулювання, вплив озер і водосховищ русловго типу)

Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом часу руслового добігання. Як відзначалося вище, максимальний модуль стоку води зі схилів до руслової мережі q'_m під впливом трансформаційних ефектів, пов'язаних з переміщенням хвиль, їх регулюванням русло-запальною ємністю і водоймами проточного типу (озерами, водосховищами, ставками) піддається редукції і тим більші, чим більші розміри річок. Зупинимося на тій частині редукції q'_m , що зумовлена часом руслового добігання t_p , а також характером припливу води зі схилів до руслової мережі і будовою гідрографічної мережі.

Трансформаційна функція $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ визначається співвідношенням t_p/T_0 за формулами (2.179) - (2.180), а саме, для гірських річок Українських Карпат

а) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (5.7)$$

б) при $0 < \frac{t_p}{T_0} < 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - 0,8423 \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^{0,12}; \quad (5.8)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} \geq 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0,1071 \frac{T_0}{t_p} \left[2 - 0,5283 \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{1,0} \right]; \quad (5.9)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (5.10)$$

Розрахункові величини трансформаційної функції для річок Українських Карпат представлені в додатку Г, табл. Г.1.

Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом русло-заплавного регулювання. У пропонованій схемі русло-заплавне регулювання враховується за допомогою коефіцієнта ε_F . Слід відмітити, що русло-заплавна трансформація – одне з найменш досліджених питань у розрахункових схемах максимального стоку. Пов'язано таке положення насамперед відсутністю фактичних матеріалів спостережень і крайньою складністю процесів русло-заплавного водообміну і регулювання по довжині річок. Як справедливо відзначає Р.А.Нежиховський, одна з головних труднощів полягає у відсутності масових морфометричних і гідравлічних характеристик русел і заплав. Дійсно, щоб безпосередньо оцінити об'єми води на значних ділянках, а тим більше для всієї річки в цілому, необхідні дорогі польові і камеральні роботи. Саме цією обставиною можна пояснити стримування розвитку теорії і практики в області гідрології паводків.

Уперше при використанні класичної теорії руслових ізохрон для прогнозу гідрографа весняного водопілля О.В.Огієвський [139] додаткову трансформацію, пов'язану з русло-заплавним регулюванням, запропонував враховувати за допомогою кривої об'ємів.

В останні роки набули розвитку методи побудови кривих об'ємів за матеріалами топографічних зйомок і промірів, а також за результатами аерофотознімань розливів. Поки можна вказати, що останні високою точністю не відрізняються.

Н.Ф. Бефані [71], допускаючи, що: а) площі перерізу заплавного (ω_n) і підруслового (ω_a) потоків зв'язані лінійною залежністю із сумарною площею живого перерізу потоку ω ; б) коефіцієнти регресії цих залежностей виходять з початку координат і залишаються постійними по довжині річки запропонувала формулу для коефіцієнта русло-заплавного регулювання (ε_F) максимальної витрати води у вигляді:

$$\varepsilon_F = \left(1 + a_F \frac{b_n}{F^n} \right)^{-1}, \quad (5.11)$$

де a_F – параметр, пов'язаний зворотною залежністю з індексом зволоження як характеристикою ступеня заповнення ємності регулювання;

b_n – ширина заплави на замикальній ділянці.

Використання залежності вигляду (5.11) вкрай утруднено, тому що точність даних про ширину заплав b_n є не дуже високою. Що стосується запропонованої в [140] формули, то з огляду на (5.11), її можна було б спростити, виразивши ε_F тільки в залежності від F .

Дослідження [117; 141] показали, що ε_F знаходиться в більш складному взаємозв'язку зі стокоформувальними факторами, чим це випливає з рівняння (5.11). Істотно впливає на ε_F (особливо в діапазоні $t_p/T_0 < 1,0$) форма гідрографів схилового припливу. В цій же роботі наводяться рівняння, що дозволяють прямим шляхом знаходити коефіцієнт русло-заплавного регулювання:

а) при $t_p/T_0 < 1,0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m} \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]^{-1}; \quad (5.12)$$

б) при $t_p/T_0 \geq 1,0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m} \frac{n + 1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]^{-1} \quad (5.13)$$

Величини коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F , обчислені за викладеною схемою, розраховані для басейнів річок Українських Карпат (дод. Г, табл. Г.1). Слід зазначити, що виявляється чітко виражена закономірність убутання ε_F (рис.5.5) з ростом площі водозборів, також як і трансформаційної функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$. В загальному вигляді залежність коефіцієнта ε_F від площі водозборів може представлятись рівнянням вигляду:

$$\varepsilon_F = e^{-a_3 \lg(F+1)}, \quad (5.14)$$

де a_3 - коефіцієнт.

Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F узагальнений по території Українських Карпат у вигляді:

- при $F > 100 \text{ км}^2$

$$\varepsilon_F = \exp[-0,350 \cdot \lg(F + 1)]. \quad (5.15)$$

- при $F < 100 \text{ км}^2$ за табл. 5.2

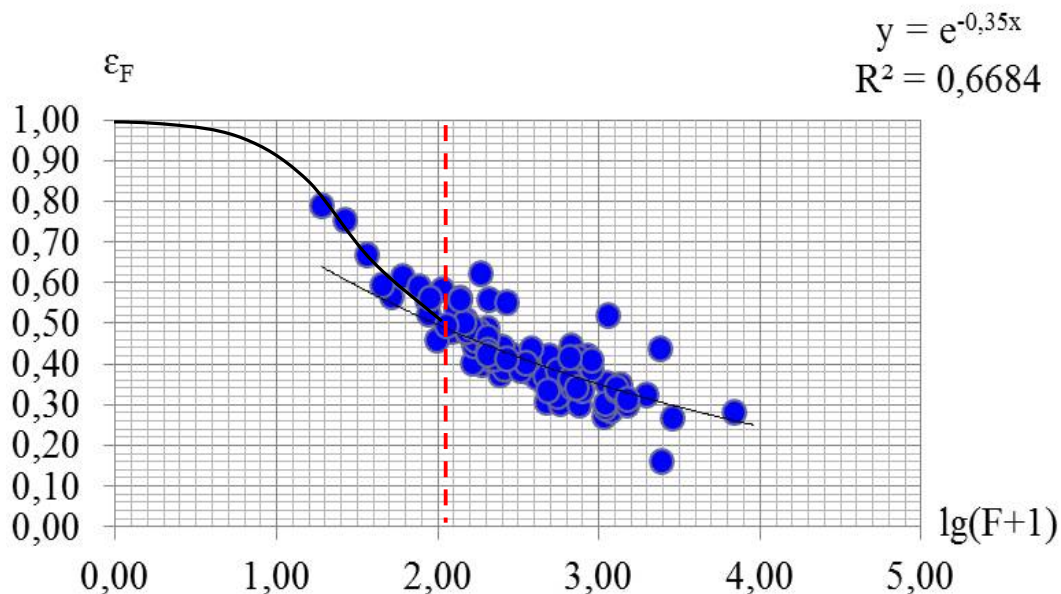


Рис. 5.5 – Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання від площі водозборів для річок Українських Карпат

Таблиця 5.2 - Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F дощових паводків теплої періоду на річках Українських Карпат

$F, \text{км}^2$	0	10	20	50	100
ε_F	1,00	0,89	0,79	0,60	0,50

Оцінка можливого впливу озер та водосховищ на максимальний стік дощових паводків була розглянута вище у розділі 2. В басейнах річок Українських Карпат озерність не перевищує 1%, тому при розробці методики розрахунку максимального стоку дощових паводків на досліджуваній території враховувати їх слід, згідно з рекомендаціями СНиП 2.01.14-83 [44].

5.3 Перевірні розрахунки запропонованих методик

Для розрахунку максимального стоку дощових паводків різної ймовірності перевищення гірських річок Українських Карпат рекомендується формула [74; 142; 143]:

$$q_p = q'_{1\%} \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F r \lambda_p, \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2),$$

де $q'_{1\%}$ - розрахунковий модуль схилового припливу 1%-ої ймовірності перевищення;

$\psi(t_p/T_0)$ – трансформаційна функція, зумовлена часом руслового добігання;

ε_F – трансформаційна функція, зумовлена русло-заплавним регулюванням;

r – коефіцієнт трансформації, пов'язаний з наявністю на водозборі озер, водосховищ чи ставків руслового типу;

λ_p – коефіцієнт переходу від опорної 1%-ої ймовірності перевищення до будь-якої іншої.

Необхідний мінімум вихідних даних: площа водозбору (F , км²), середньозважений уклон водотоку (I , ‰), гідрографічна довжина річки (L , км), залісеність водозбору (f_L , %). Порядок розрахунку опорного значення $q_p = q_{1\%}$ наводиться в такій послідовності:

1. Максимальний модуль схилового припливу q'_m обчислюється за формулою

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}, \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2),$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнти нерівномірності схилового припливу до руслової мережі, значення яких наведені у розд. 4;

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

$Y_{1\%}$ - шар стоку дощових паводків, мм.

2. Тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 визначається для геометричних центрів водозборів за допомогою карт (рис. 4.11) і коефіцієнтів впливу висотного положення водозборів та їх залісеності, представлених у розд. 4.

3. Шар стоку дощових паводків для гірських річок Українських Карпат визначається за допомогою карти-схеми районування (рис. 3.6) і відповідними таблицями, які представлені у розд. 3.

4. Трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$ для досліджуваного басейну розраховується за формулами (5.7-5.10).

5. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F установлюється за формулою (5.15) і табл. 5.2 в залежності від площі водозбору.

6. Коефіцієнт руслової трансформації r , пов'язаний з регулюванням паводків озерами, водосховищами і ставками проточного типу, рекомендується обчислювати за формулою (2.161), що міститься в нормативному документі СНиП 2.01.14-83.

7. Якщо є необхідність переходу від опорної 1%-ої забезпеченості до інших ($P=3, 5, 10\%$), тоді за табл. 3.3 визначається коефіцієнт забезпеченості λ_p .

Точність розрахунку знаходиться на рівні 20,3% при точності вихідної інформації 15,6% [142; 143]. Порівняння фактичних та розрахункових модулів представлено на рис. 5.6.

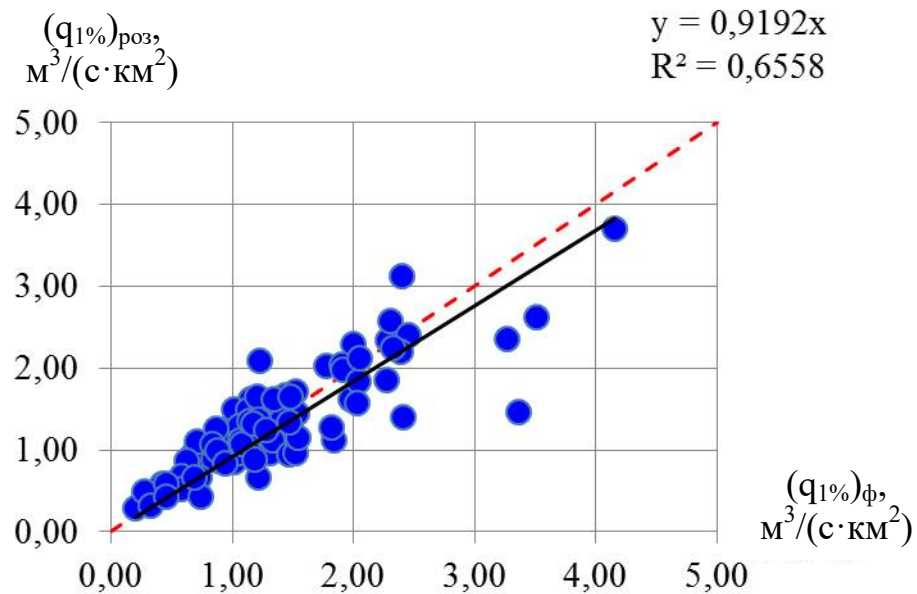


Рис. 5.6 – Порівняння розрахункових та фактичних 1%-их модулів стоку для річок Українських Карпат

Викладене дозволяє рекомендувати методику, розроблену для гірських річок Українських Карпат, для практичного застосування без доробок. Результати перевірних розрахунків представлені у додатку Г, табл. Г.1.

Розрахункова формула для визначення максимального стоку наводків теплового періоду для річок Гірського Криму [85; 89] має вигляд:

$$q_p = \frac{q'_m}{(F+1)^{0,53}} \lambda_p, \quad (5.16)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу, який знімається з карти (рис. 5.3);

λ_p - коефіцієнт забезпеченості, який визначається з табл. 3.4.

Для проведення перевірних розрахунків необхідно мати такі вихідні дані: площі водозборів ($F, \text{км}^2$), місцезнаходження досліджуваних

водозборів і розрахункову забезпеченість $P, \%$.

Приклад розрахунку за методикою для р. Дерекойка-м. Ялта.
Розпочинаючи реалізацію (5.16), запишемо необхідні вихідні дані:

- площа водозбору р. Дерекойка $F=49,7 \text{ км}^2$
- розрахункова забезпеченість $P=1\%$

Послідовність розрахунку за формулою (5.16) така:

Для водозбору р. Дерекойка - м. Ялта, згідно рис. 5.3, максимальний модуль схилового припливу дорівнює $5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Після встановлення максимального модуля схилового припливу, що входить до (5.16), розрахунковий модуль паводкового стоку р. Дерекойка - м. Ялта буде дорівнювати

$$q_{1\%} = \frac{q'_{1\%}}{(F + 1)^{0,53}} = 5/8,01 = 0,62 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$$

Максимальна витрата води $Q_{1\%} = q_{1\%} * F = 0,62 * 49,7 = 30,8 \text{ м}^3/\text{с}$.

Приклад розрахунку за методикою для р. Чорна - с. Родниківське (зона розвантаження карсту). Як і в попередньому випадку, розпочинаючи реалізацію (5.16), запишемо необхідні вихідні дані:

- площа водозбору р. Чорна $F=47,6 \text{ км}^2$
- розрахункова забезпеченість $P=1\%$

Послідовність розрахунку за формулою (5.16) така:

Для водозбору р. Чорна-с. Родниківське, згідно рис. 5.3, максимальний модуль схилового припливу дорівнює $20 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, адже в межах водозбору відбувається активне розвантаження карстових вод.

Після встановлення максимального модуля схилового припливу, що входить до (5.16), розрахунковий модуль паводкового стоку р. Чорна - с. Родниківське буде дорівнювати :

$$q_{1\%} = \frac{q'_{1\%}}{(F + 1)^{0,53}} = 20/7,83 = 2,55 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$$

Максимальна витрата води $Q_{1\%} = q_{1\%} * F = 2,55 * 47,6 = 121,4 \text{ м}^3/\text{с}$.

Приклад розрахунку за методикою для р. Авунда - смт Гурзуф (зона живлення карсту). Необхідні вихідні дані:

- площа водозбору р. Авунда $F=23 \text{ км}^2$
- розрахункова забезпеченість $P=3\%$

Послідовність розрахунку за формулою (5.16) така:

Для водозбору р. Авунда-сmt Гурзуф, згідно рис. 5.3, максимальний модуль схилового припливу дорівнює $2,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, оскільки цей водозбір приурочений до зони живлення карсту.

Після встановлення максимального модуля схилового припливу, що входить до (5.16), розрахунковий модуль паводкового стоку р. Авунда – смт Гурзуф буде дорівнювати

$$q_{1\%} = \frac{q'_{1\%}}{(F+1)^{0,53}} = 2,5/5,39 = 0,46 \text{ м}^3/(\text{с км}^2)$$

Максимальна витрата води $Q_{1\%} = q_{1\%} * F = 0,46 * 23,0 = 10,6 \text{ м}^3/\text{с}$.

Для визначення максимальної витрати води забезпеченістю 3% за табл. 3.4 встановлюється $\lambda_{3\%} = 0,67$.

Максимальна витрата води $Q_{3\%} = Q_{1\%} * \lambda_{3\%} = 10,6 * 0,67 = 7,10 \text{ м}^3/\text{с}$.

З метою порівняння отриманих результатів в табл. 5.3 наведені максимальні витрати води 1%-ої забезпеченості, розраховані за запропонованою методикою, аналогічні величини, які отримані за даними статистичної обробки станом на 2010 р., а також найбільші витрати води за весь період спостережень.

Таблиця 5.3 - Порівняння максимальних витрат води, отриманих різними методами для річок Гірського Криму

Річка-пост	$Q_{1\%}, \text{ м}^3/\text{с}$	$Q_{1\%}, \text{ м}^3/\text{с}$, згідно статистичної обробки станом на 2010 р.	$Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$, найбільша за весь період спостережень	$Q_{1\%}, \text{ м}^3/\text{с}$, по запропонованій методиці
р. Дерекойка - м. Ялта		31,04	28,1	30,8
р. Чорна - с. Родниківське		108,5	126	121,4
р. Авунда - смт Гурзуф		9,82	11,0	10,6

Аналіз одержаних результатів показує, що у всіх випадках запропонована методика показує задовільну збіжність як з вихідною інформацією, так й з найбільшими за період спостережень максимальними витратами води.

Надійність запропонованої методики можна оцінити за формулою:

$$\Delta q_{1\%} = \frac{|q_{1\%} - q_{1\%ф}|}{q_{1\%ф}} \cdot 100\%, \quad (5.17)$$

де $q_{1\%}$ – значення, отримані в результаті перевірних розрахунків за методикою;

$q_{1\%ф}$ – фактичні значення, отримані за вихідними даними.

Точність розрахунку знаходиться на рівні 20,3% при точності вихідної інформації 21,6% [85; 89]. Порівняння фактичних і розрахункових модулів представлено на рис. 5.7.

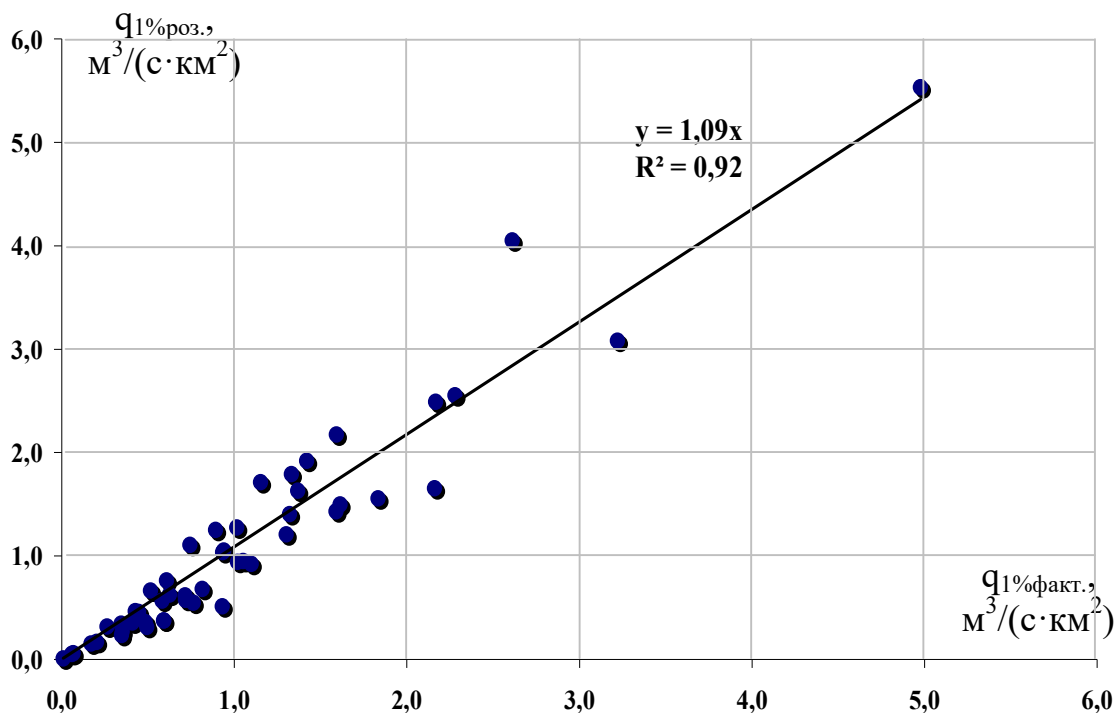


Рис. 5.7 – Порівняння розрахункових та фактичних 1-відсоткових модулів стоку для річок Гірського Криму.

На рис. 5.7 представлено порівняння $q_m, м^3/(с·км^2)$ (найбільші модулі стоку за весь період спостережень) з $q_{1\%}, м^3/(с·км^2)$ (розраховані модулі стоку за запропонованою методикою).

На рис. 5.8 чітко виділяється основна група точок і значення, отримані для двох постів, які суттєво відхиляються (р. Ворон - с. Ворон, $F=10,3 км^2$ і струм. Кизилтаський – смт Щебетівка, $F=35 км^2$). Розрахункові рівняння показані окремо для двох залежностей. Перше рівняння свідчить про те, що розраховані модулі стоку 1%-ої забезпеченості більші на 11% від найбільших модулів стоку за весь період спостережень. Друге наведене рівняння з урахуванням 2 постів (струм. Кизилтаський - смт Щебетівка, р. Ворон -с. Ворон) показує, що розраховані модулі на 16% нижчі за максимальні спостережені.

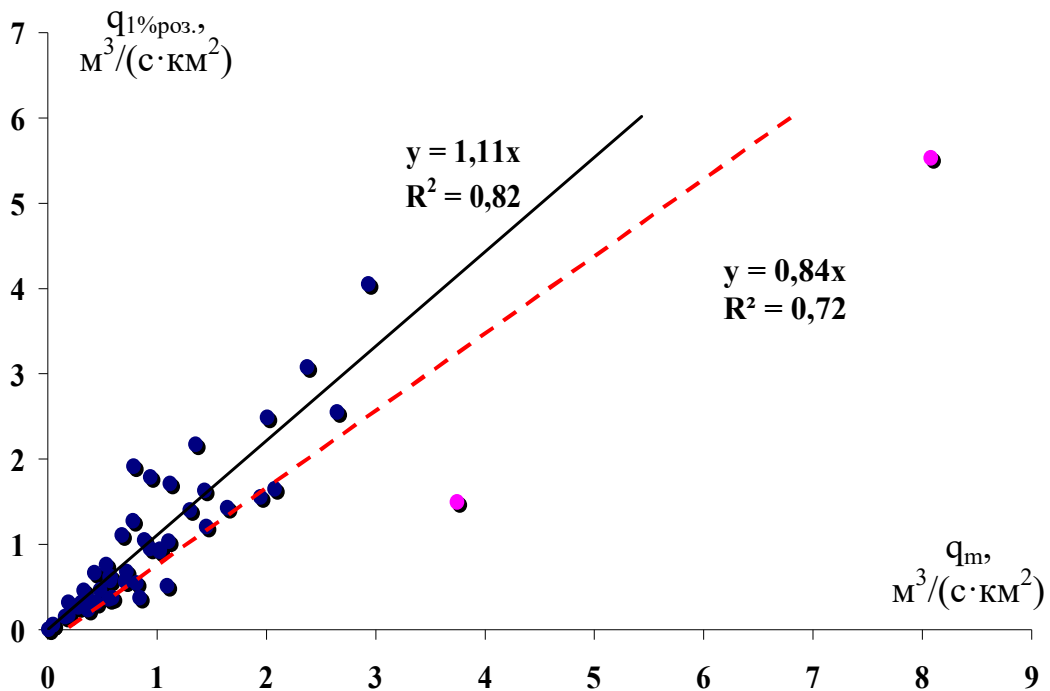


Рис. 5.8 – Порівняння розрахункових 1-відсоткових модулів стоку з найбільшими модулями стоку за весь період спостережень для річок Гірського Криму

Таким чином, якщо врахувати дані обох залежностей, то в середньому максимальні модулі, які отримані за пропонованою методикою будуть нижчими за максимальні спостережені на 4%. Що стосується величин стоку на постах струм. Кизилтаський - смт Щебетівка та р. Ворон - с. Ворон, за нашими розрахунками їх забезпеченість знаходиться на рівні 0,3 %. Отже, враховуючи цей факт, для оцінки величин забезпеченістю меншою ніж 1% (табл. 3.4) була доповнена відповідними перехідними коефіцієнтами (табл. 5.4).

Таблиця 5.4 - Перехідні коефіцієнти від максимальних витрат води дощових паводків опорної ($P=1\%$) забезпеченості до інших забезпеченостей ($P\%$) для річок Гірського Криму

$P\%$	0,3	0,5	1,0	3,0	5,0	10
λ_p	1,43	1,24	1,0	0,67	0,53	0,37

Викладене дозволяє рекомендувати методику, розроблену для річок Гірського Криму, для практичного застосування. Результати перевірочних розрахунків представлені у додатку Г, табл. Г.2.

РОЗДІЛ 6

УМОВИ ФОРМУВАННЯ МІНІМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК І ГІДРОЛОГІЧНИХ ПОСУХ У ГІРСЬКИХ РЕГІОНАХ УКРАЇНИ

На річках України спостерігається два маловодних сезони: літньо-осінній і зимовий. Вказані сезони є суміжними і в цілому утворюють маловодний період року. Стік річок, що спостерігається в маловодні сезони за відсутності значних паводків, є меженним. Під терміном «меженний період» зазвичай розуміють фазу водного режиму річки, що спостерігається у зимовий або літньо-осінній сезони і характеризується наявністю відносно малих, стійких за величиною витрат води [144]. Низька водність меженного періоду зумовлена різким зменшенням припливу з водозбірної площі. У ці періоди річковий стік формується, переважно, за рахунок підземних вод, що дренуються гідрографічною мережею.

Отже формування меженного стоку пов'язане безпосередньо з особливостями режиму підземних вод та їх зв'язку з поверхневими. Вплив карсту на режим річок визначається ступенем закарстованості водозборів і русел річок. Особливо великий вплив чинить карст на стік малих річок з площами водозборів меншими ніж 1000 км²; тут стік може різко відрізнятись від середнього, характерного для даної кліматичної зони, внаслідок розбіжностей між поверхневими і підземними водозборами. Карстоутворення має двоякий вплив на режим річок: з одного боку, збільшує приплив підземних вод у річки і відповідно підвищує меженні витрати води і, з іншого, зменшує поверхневий річковий стік, який частково або повністю втрачається, завдяки тріщинам та порожнинам, і йде на поповнення підземних вод. Все це призводить не тільки до відхилення середньобагаторічних величин модулів мінімального стоку від зональних, але й до нев'язок стоку як по довжині, так і для басейнів річок закарстованих територій в цілому [5, 12].

Посуха – це природне явище з дефіцитом вологи, яке спостерігається в різних кліматичних зонах і завдає великої шкоди. За даними ООН, вона перевищує 20% від загальних збитків, які завдаються всіма стихійними явищами. Засухи особливо в екстремальних проявах, мають прискорюючу дію на розвиток опустелювання, основною причиною якого на території колишнього СРСР є надмірні навантаження, що посилюються в умовах тривалих й інтенсивних посух [145].

Посуху можна розглядати з декількох точок зору. Центральне місце в визначенні посухи займає поняття дефіциту вологи. Труднощі у визначенні посухи пов'язані з необхідністю розгляду різних компонентів гідрологічного циклу, а також періодів часу і середовища, коли дефіцит вологи проявиться. Ситуація, коли виникає одночасно тривалий дефіцит вологи в ґрунті на великій глибині і короткостроковий її надлишок у

верхньому шарі, відображає складність, пов'язану з визначенням та ідентифікацією посух [146].

Існують різні підходи до класифікації посух. Залежно від середовища, в якому спостерігаються ознаки дефіциту вологи, розрізняють атмосферні та ґрунтові посухи, а також свідчать про загальну атмосферно-ґрунтову посуху [147]. У зарубіжній літературі, орієнтованій на моніторинг посух в регіонах з великим ризиком тривалих посух і розвиненою системою страхування, значне поширення має більш детальна класифікація посух, що враховує види і вираженість їх наслідків [144].

Посухи, які розглядаються як прояв кліматичної мінливості, поділяються на такі категорії.

Метеорологічні посухи. Основною ознакою метеорологічної посухи є дефіцит кількості опадів, який супроводжується зменшенням поверхневого стоку, інфільтрацію та поповнення ґрунтових вод, а також іншими явищами: високою температурою, низькою відносною вологістю, зменшенням хмарності, підвищенням надходженням сонячної радіації, сукупність яких призводить до збільшеного випаровування й транспірації вологи рослинами.

Метеорологічна посуха може розвиватися дуже швидко і різко закінчуватися.

Сільськогосподарські посухи. Вони характеризуються дефіцитом вологості ґрунту, що призводить до стресу рослин, зменшенню біопродуктивності і врожаю.

Гідрологічні посухи. Для гідрологічної посухи характерні зменшення надходження води у річки та водойми і пониження їх рівня, зменшення запасів ґрунтових вод, що призводить до ускладнень в задоволенні потреб у воді, а також до скорочення площі боліт.

Ступінь суворості гідрологічної посухи визначається, як правило, для водозборів або річкових басейнів. Гідрологічна посуха зазвичай настає із запізненням в порівнянні з метеорологічною та сільськогосподарською. Оскільки регіони пов'язані між собою гідрологічними системами, область поширення гідрологічної посухи може мати більшу протяжність, ніж область метеорологічної посухи, що її викликала.

В умовах глобальних та регіональних змін клімату ймовірність появи екстремальних природних явищ зростає, зокрема посух, які безпосередньо впливають на формування меженного стоку річок. В [149] приведена оцінка сучасних змін характеристик мінімального стоку річок України. За дослідженнями В.В. Гребня, мінімальні зимові середньомісячні витрати води зросли практично по всій території країни, найбільш значне зростання (на 48-49%) відмічено на північному сході та сході України (Деснянська та Дніпровсько-Сіверськодонецька ЛГП), а також у Гірському Криму - на 39%; найменше - у центральній частині країни (рис. 6.1).

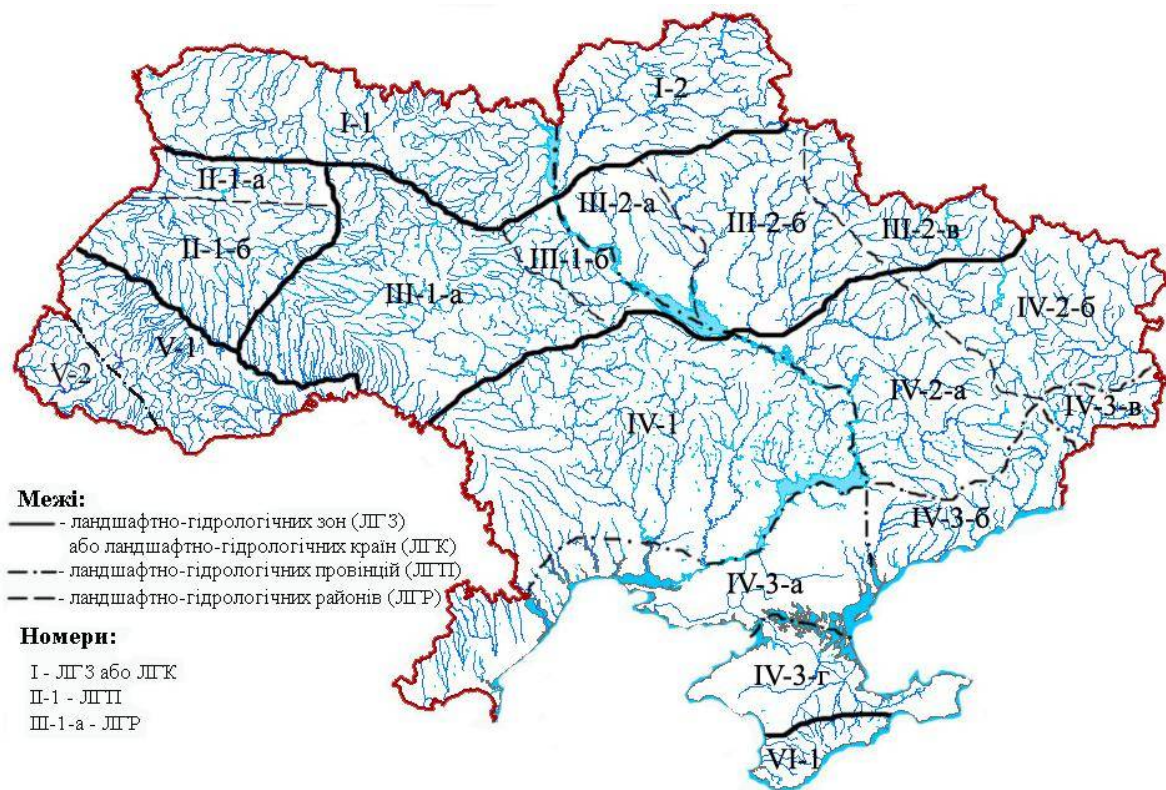


Рис. 6.1 – Схема ландшафтно-гідрологічного районування України [149]

Якщо раніше мінімальні зимові середньомісячні витрати води у межах мішанолісової вологої, широколистолисової вологої та лісостепової недостатньо зволжених ландшафтно-гідрологічних зон фіксувалися переважно у січні, а в межах степової посушливої ЛГЗ - в грудні, то протягом останніх десятиліть практично по всій території країни вони спостерігаються у грудні. Вийняток є територія Українських Карпат, де строки проходження мінімальних середньомісячних витрат води не змінилися і припадають на січень. Ще більш суттєвими, протягом останніх двох десятиліть, є зазначені вище зміни для періоду *літньо-осінньої межени*. Мінімальні середньомісячні витрати води останньої найбільше зросли у південному та південно-східному регіонах України (в Гірсько-Кримському - у 3,15 раза).

Автор [149] відзначає суттєве зростання протягом двох останніх десятиліть мінімальних річних витрат води у межах всіх, без вийнятку, одиниць ландшафтно-гідрологічного районування. Аналогічно змінам мінімальних середньомісячних витрат води *літньо-осінньої межени*, вони зросли у Гірсько-Кримському регіоні - у 5,41 раза.

Зміни у строках формування річних мінімумів, що відбулися впродовж останніх двадцяти років на річках Українських Карпат, є аналогічними тим, які спостерігаються на річках більшої частини країни (зменшення частки зимового та відповідне зростання частки літнього

сезону). Особливий характер мають зміни розподілу мінімумів на річках Гірського Криму. Якщо раніше, у більшості випадків, мінімальні річні витрати води на річках даного регіону спостерігались впродовж осіннього періоду (вересень-жовтень), то за останні два десятиліття частка цього сезону скоротилась на 13%, при одночасному (відповідно, на 5 та 8%) зростанні часток літнього та зимового сезонів року [149].

6.1 Мінімальний стік на річках Українських Карпат

Для гірської частини Українських Карпат найбільш низька межень характерна для зимового періоду, коли річки переходять майже виключно на підземне живлення. Літня межень тут є значно вищою, оскільки на меженні витрати води значний вплив мають дощі, зумовлюючи пилкоподібний характер гідрографів стоку.

Річки гірської частини Українських Карпат характеризуються паводковим режимом впродовж року, що зумовлює значну переривчастість і невелику тривалість меженних періодів; часті літні паводки, що проходять серіями, переривають межень на тривалий час. Більш стійкою є зимова межень. Якщо стійка літня межень спостерігається у 20% випадків, то стійка зимова – у 39%. В окремі роки літня межень переривається паводками 5-6 разів. Така переривчастість літньої межені зумовлює незначну тривалість меженних періодів. На правих притоках Дністра тривалість літньо-осінньої межені становить 60-100 діб [149].

Дати початку літньо-осінньої межені значно змінюються по території України. Найбільш пізні дати характерні для річок Українських Карпат (верхів'я Тиси і Пруту, праві притоки р. Дністер, східніше впадіння р. Лімниця). В межах Закарпаття (передгірська та рівнинна частини) літньо-осіння межень зазвичай настає у травні і, навіть, наприкінці квітня. У верхів'ях Дністра літньо-осіння межень починається в квітні-травні.

Вплив гідрогеологічних умов відбувається на фоні впливу загальних фізико-географічних чинників (клімату, рельєфу, характеру ґрунтів, заболоченості, лісистості, озерності) і змін у природному режимі річок, що відбуваються внаслідок господарської діяльності людей.

Кліматичні умови, як відомо, чинять найбільш істотний вплив на формування підземних вод і відповідно на формування меженного стоку і його режим. Найбільший вплив на підземні води мають атмосферні опади, температура повітря, випаровування, вологість повітря та ін.

Опади. У гірських районах виникає вимушене упорядковане піднімання повітряних потоків, що сприяє посиленню термічної і динамічної турбулентності, розвитку циклогенезу. Тому найбільша кількість опадів випадає в Українських Карпатах.

Західні, південно-західні і південні схили Українських Карпат є навітряними відносно теплих повітряних мас, що переміщуються з Атлантики і Середземного моря. Під час перевалювання через Карпати південно-західних циклонів на навітряних схилах спостерігається збільшення опадів, на підвітряних за умов орографічної дивергенції – їх зменшення. Отже, південно-західні і південні схили отримують дещо більше опадів (800-1200 мм), ніж північні і північно-східні (700-900 мм). На однакових висотах відмінності у кількості опадів, що випадають за рік, на різних схилах можуть досягати 100 мм і більше.

Найкраще зволожений Вододільний гірський хребет, над яким досить часто створюються умови для активізації атмосферних фронтів. У центральній частині Українських Карпат кількість опадів за рік перевищує 1000 мм, а в окремих місцях вона досягає 1500 мм.

У Передкарпатті кількість опадів за рік змінюється від 650 до 900 мм, залежно від висоти місцевості.

У холодний період року найбільша кількість опадів випадає вздовж Вододільного хребта і досягає понад 600 мм (Плай – 618 мм). По обидва боки від нього на схід і захід кількість опадів зменшується.

У січні-лютому відмічається найменша кількість опадів. Інтенсивне збільшення (на 30-50 мм) опадів починається з квітня, особливо у Передкарпатті.

У літній сезон найбільша кількість опадів (400-500 мм) на території Українських Карпат (60-80% від річної кількості) випадає у верхів'ях річок Лімниця, Бистриця Солотвинська, Прут і Тересва, а також на окремих високогірних плато.

Річний хід опадів в Українських Карпатах відноситься до континентального клімату. Амплітуда коливання опадів залежно від місцезнаходження станції змінюється від 50 мм (у передгір'ї) до 100 мм і більше (на високогір'ї).

В окремі роки кількість опадів в деякі місяці і за рік може істотно відрізнятися від середніх значень. Уявлення про часову мінливість опадів в Українських Карпатах дають значення середньоквадратичних відхилень, які змінюються від 20 до 60 мм. Найбільша мінливість опадів припадає на літні місяці, найменша – на зимовий сезон [150].

Щодо частоти випадіння опадів, яка характеризується числом днів з опадами 0,1 мм і більше, то найбільш дощовими районами є Українські Карпати. Тут понад 216 днів припадає на опади. Також свої особливості має хід числа днів з опадами. Майже протягом року (з листопада до серпня) відмічається 16-19 днів з опадами 0,1 мм і більше за місяць і лише у вересні та жовтні – 13 днів.

Число днів з опадами 5,0 мм і більшими в Українських Карпатах на висотах близько 1000 м відмічається майже 100 днів з такими опадами.

Максимальна тривалість бездощових періодів у Карпатах становить 39 днів [151].

Температура повітря у горах формується внаслідок складної взаємодії синоптичних процесів і орографії. В Українських Карпатах рельєф є важливим фактором, що визначає особливості розподілу температури повітря. На північно-східних схилах на висоті 294 м (Стрий) середня температура повітря за рік становить 8,0°C, на висоті 593 м (Славське) – 5,4 °C, на висоті 1429 м (Пожежевська) вона вже знижується до 2,7 °C.

Експозиція схилів також впливає на розподіл температури. Південно-західні схили Українських Карпат отримують більше тепла, ніж північно-східні. На температурний режим впливає і напрям гірських хребтів. Українські Карпати простягаються з північного заходу на південний схід, тому південно-західні схили і Закарпатська низовина захищені від холодних північних і північно-східних вітрів, водночас у цих районах поширюються теплі потоки повітря з південною складовою. Це спричинює тут вищу температуру повітря порівняно з Передкарпаттям.

Істотний вплив на формування підземних вод чинить *випаровування*. Протягом зимового періоду величина сумарного випаровування змінюється незначно, але з настанням весняного періоду вона різко підвищується.

Значне випаровування у гірській місцевості спричинюється як у зимовий, так і весняний сезони більшою кількістю опадів за умов відносно високої температури повітря з тією лише різницею, що тут взимку і восени опади збільшуються внаслідок утворення додаткових висхідних токів, а влітку – посиленням і розвитком орографічної конвекції. В Українських Карпатах кількість опадів за літній сезон порівняно з рівниною більша на 25-30%. На північний схід спостерігається зменшення сумарного випаровування, що зумовлено вітровою тінню від гірських хребтів.

Випаровування за рік коливається від 550 до 625 мм на території і знижується в міру наближення до півдня (до 400 мм). Тому в різних районах на формування стоку поверхневих і підземних вод витрачається різна кількість опадів.

Геологічна будова басейну річок також впливає на взаємозв'язок поверхневих і підземних вод. Основна роль при цьому належить літологічному складу порід, що утворюють річковий басейн, потужності водомістких порід, їх тріщинуватості. Наявність зон дроблень і тектонічних порушень призводить до аномальної водозабезпеченості на окремих ділянках. При складній геологічній будові території порушується закономірність збільшення підземного живлення річок у міру поглиблення базису ерозії.

У районі Карпат, де поширені тверді гірські породи (ямненські і вигідські пісковики), покриті глинистим алювієм, умови для поповнення підземних вод несприятливі, незважаючи на те, що тут випадає велика

кількість опадів. Атмосферні опади слабо інфільтруються крізь глинистий алювій і по схилах стікають в ерозійні системи, де вони заповнюють потужні алювіальні відклади річкових долин, утворюючи в них запаси підземних вод.

Гідрогеологічні умови є одним з основних факторів формування мінімального стоку, тому режим мінімального стоку пов'язаний з режимом підземних вод. Дослідження мінімального стоку тісно пов'язані з питаннями взаємозв'язку поверхневих і підземних вод: при одних і тих же гідрогеологічних умовах, але при різних взаємозв'язках ерозійного урізу річки і водоносних горизонтів можна очікувати різноманітних величин мінімального стоку. Чим більше водоносних горизонтів розкриває річка, тим більш стійкою є величина мінімального стоку. Ступінь врізання річок у підстильні породи можна враховувати відміткою урізу їх русел. З пониженням останніх, як правило, річками розкривається більше число водоносних горизонтів і, отже, акумулююча здатність їх більша.

Маловодні періоди та їх тривалість. Умови формування літньо-осінньої та зимової межені на гірських річках і рівнинній частині досліджуваної території різні. У гірських районах в більшості випадків межені на гідрографах стоку характеризується пилкоподібною кривою, що свідчить про переважання поверхневого живлення (рис. 6.2). У меженний стік не включалися паводки з витратами, що перевищували попередні мінімальні витрати води в 3-5 разів.

Річки гірської карпатської частини району характеризуються паводковим режимом протягом всього року, що зумовлює значні підвищення стоку в період літньо-осінньої межені за рахунок зливових вод, а в зимовий період – за рахунок інтенсивного танення снігу при відлигах. Весняне водопілля на річках виражене слабо, характеризується невеликою тривалістю і часто значно меншим підйомом рівня води, ніж у періоди літніх паводків.

Такий режим обумовлює значну уривчастість і більшу тривалість меженних періодів; часто літні паводки, що проходять серіями, переривають межені на тривалий час (рис. 6.2).

Більш стійкою є зимова межені. Аналіз даних, наведений в [5], за період межені на гірських річках (понад 900 пунктів) показав, що стійка літня межені спостерігалася лише в 194 випадках (20% від загального числа розглянутих випадків), стійка зимова межені спостерігалася в 360 випадках (39% загального числа випадків). При цьому за стійкий меженний період брався період низького стоку при відсутності паводків або за наявності їх, якщо об'єм паводків не перевищував об'ємів розглянутого меженного періоду. У 19% літня межені представлена трьома і більше відрізками; приблизно такий же режим зимової межені спостерігався тільки в 2% випадків. В окремі роки по деяких пунктах літня межені переривається паводками до 5-6 разів (р. Ріка – смт Межгір'я, 1958 р.,

р. Голятинка – с. Голятин, 1964 р., р. Каменка – с. Дора, 1951 р., р. Дністер – с. Розвадів, 1958 р., р. Стрий – м. Турка, 1953 р.) [5].

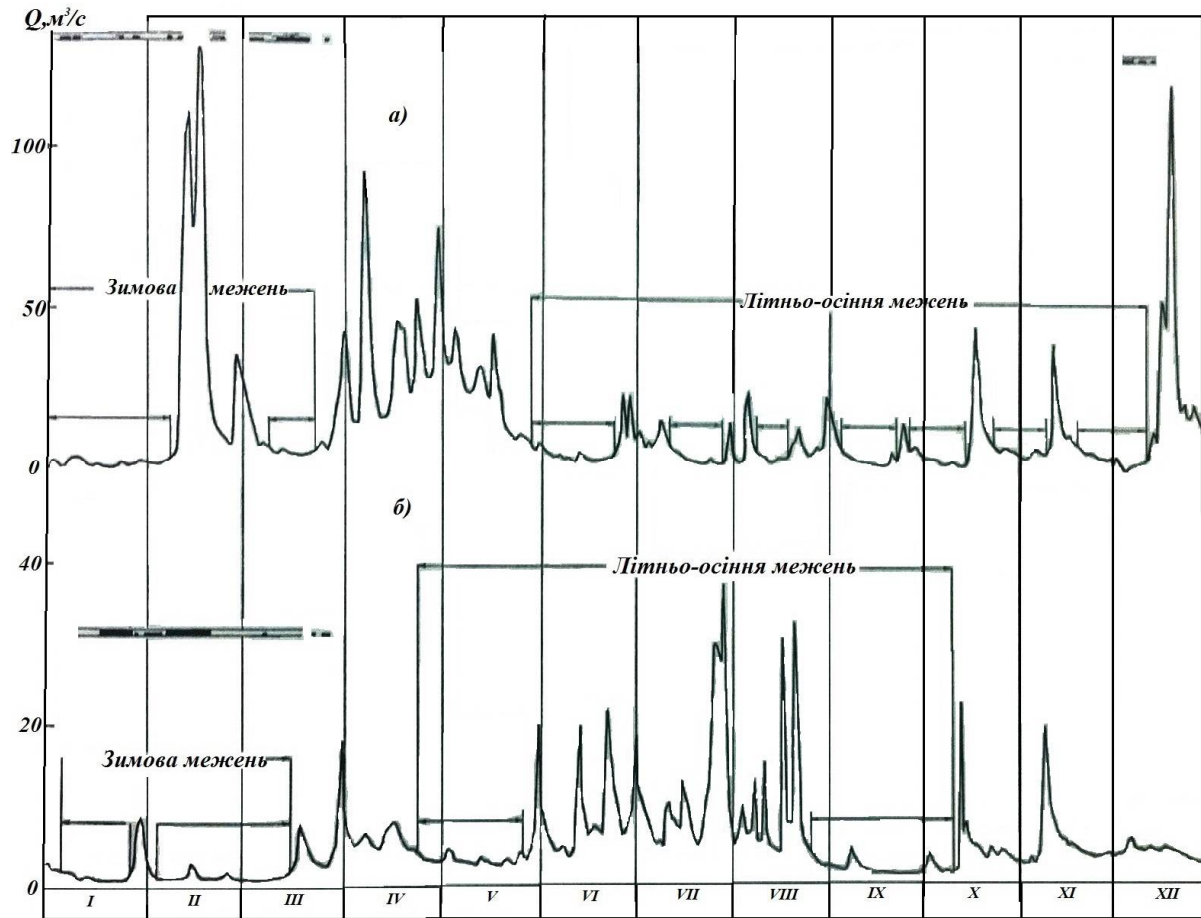


Рис. 6.2 – Приклади виділення меженного стоку за гідрографами
а) р. Ріка – смт Міжгір'я (1958 р.), б) р. Свіча - х. Мислівка (1960 р.)

Дати початку літньо-осінньої межні значно різняться за територією. Найбільш пізні дати початку літньо-осінньої межні (червень-липень) характерні для річок Східних Карпат (верхів'я річок Тиса і Прут, праві притоки р. Дністер, східніше впадіння р. Лімниця).

Закінчення літньо-осінньої межні по всій території відноситься переважно до листопада, інколи затягується до грудня. На окремих річках літньо-осіння межень закінчується в жовтні.

Початок зимового меженного періоду відноситься переважно до листопаду-грудня. На гірських річках зимова межень стійкіша від річної, хоча й тут можливі підйоми рівня за рахунок відлиг, що значно скорочує тривалість періоду зимової межні. Найбільша тривалість зимової межні (80-100 днів) характерна для річок Східних Карпат.

Закінчується зимова межень на притоках р. Тиса та на правобережних притоках р. Дністер в березні, в окремих рідких випадках – у лютому (рр. Лужанка, Латориця, Бистриця, Тисмениця, Опір, Славська,

Лімниця та ін.). На інших річках зимова межень, як правило, закінчується в лютому і тільки в окремих випадках – у березні.

Характеристика водності літньої і зимової межені. Найбільші значення величин стоку в період межені (200-329 мм) мають місце у верхів'ях річок Тересва і Теребля, а також на річках Біла Тиса і Шопурка. Величини шару порядку 80-170 мм спостерігаються на всіх інших річках гірської частини території, на захід і південний захід вони зменшуються і коливаються у межах 50-80 мм у передгір'ї, знижуючись у рівнинній частині до 16-44 мм. Досить високі шари стоку (30-50 мм) характерні для правобережних приток р. Дністер і верхів'їв р. Прут; на окремих річках (Стрий, Свіча, Бистриця) шари стоку досягають 70-89 мм. У гирлових ділянках цих річок величини шарів стоку знижуються до 10-30 мм.

Найбільші величини шарів стоку зимової межені (60-129 мм) характерні для східної частини Закарпаття; в передгірській частині вони поступово знижуються до 40-60 мм і на рівнині – до 10-40 мм. Для гірських приток Дністра і Пруту шар стоку зимової межені становить 20-40 мм, зростаючи на окремих ділянках до 60 мм.

Розподіл мінімального стоку по території. В межах західної частини території України найбільші величини модулів мінімального стоку спостерігаються на південно-західному схилі Українських Карпат. У верхів'ях річок Тиси, Тересви модулі мінімального літнього середньомісячного стоку більші за $4,0 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$, а на окремих річках досягають $8,0-11,0 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$. У межах Закарпаття, в передгірській та рівнинній частинах, величини модулів стоку знижуються до $1,5-3,0 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$. Високі модулі мінімального стоку сформовані переважно водами алювіальних відкладів річок і делювіальних відкладів схилів височин. Дещо меншими є величини модулів мінімального середньомісячного стоку зимового періоду; їх величини коливаються в межах $3,0-4,0 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$.

На гірських річках правобережжя Дністра та верхів'їв Пруту величини модулів мінімального стоку дещо менші, ніж в басейні Тиси і становлять $3,0-4,0 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$, а у передгір'ях знижуються до $1,0-2,0 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$ [149].

Виходячи з наявності зв'язку між мінімальним стоком і гідрогеологічними умовами, в монографії [149] описана територія поділена на сім гідрогеологічних районів (рис. 6.3), а в окремих районах виділено також підрайони.

Межі районів відповідають лініям вододілів середніх і малих річок. При цьому передбачається, що в межах одного району із загальними гідрогеологічними умовами, за винятком карстових районів, живлення водотоків підземними водами, за інших рівних умов, буде аналогічним тим річкам, по яких є ряди спостережень, якщо їх долини розкривають ті ж водоносні горизонти. Характеристикою розкриття річковою системою

водоносні горизонти в межах одного гідрологічного району служать абсолютні відмітки базису ерозії річкової долини, яка при суміщенні з відмітками залягання окремих водоносних горизонтів, взята за непрямий показник забезпеченості річок підземним живленням.

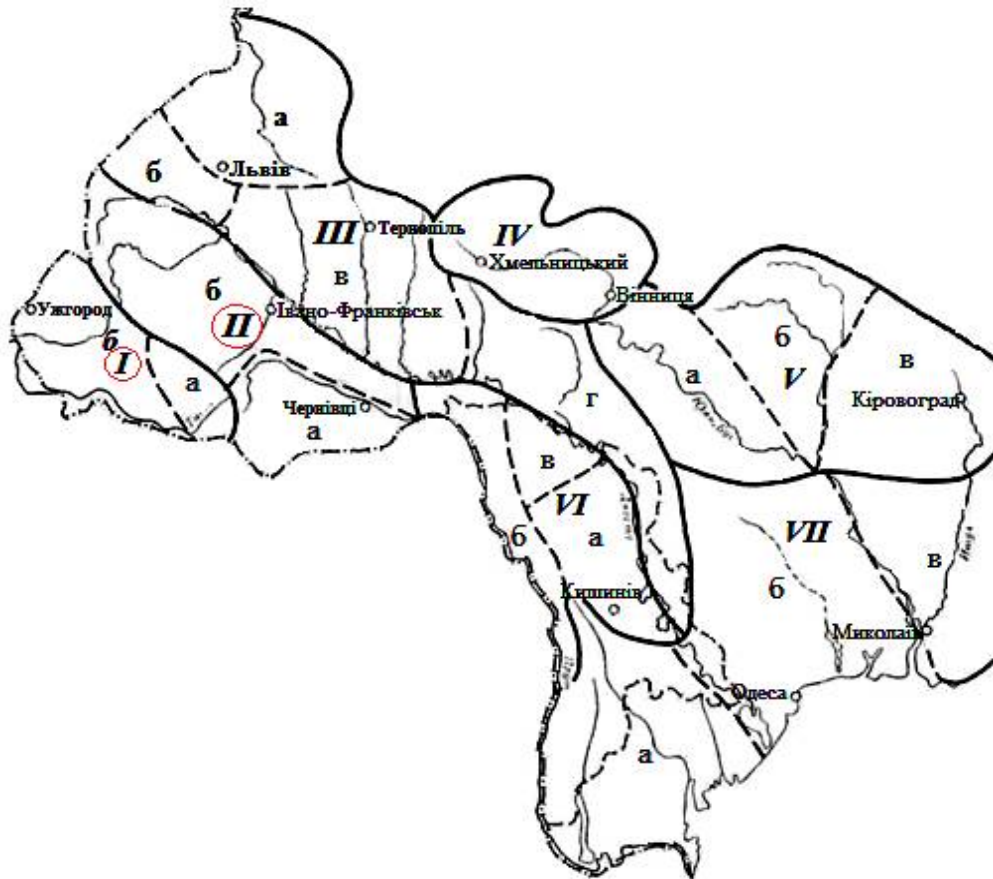


Рис. 6.3 – Районування території за умовами формування мінімального стоку [5]

Для гірських річок, де мінімальний стік залежить ще й від кількості опадів, що випадають, в якості третьої змінної взята середня висота водозборів.

Аналіз модулів мінімального стоку річок виявив значне коливання їх величин не тільки для окремих гідрогеологічних районів, а й усередині їх. Це пояснюється різним ступенем урізу річкової долини в підстильні породи і дренажуванням нею різних за водозабезпеченістю підземних вод.

Виходячи з наявності залежності мінімального стоку від режиму підземних вод та їх надходження в річки, розглянуті гідрогеологічні умови розповсюдження водоносних горизонтів і ступінь розкриття їх ерозійною мережею для встановлених гідрогеологічних районів (рис. 6.3).

Для визначення величин мінімальних витрат води у межах виділених районів побудовані залежності модулів мінімального стоку річок q (в

л/(с км²)) від відміток урізу їх русел $H_{ер.}$ (м АБС): $q = f(H_{ер.})$; для річок гірських районів в якості третьої змінної введена середня висота водозборів ($h_{сер.}$), отже $q = f(H_{ер., h_{сер.}})$. Залежності $q = f(H_{ер.})$ і $q = f(H_{ер., h_{сер.}})$ були побудовані для середньодобових і середньомісячних літніх і зимових витрат води 97%-вої забезпеченості. Слід зазначити, що на залежностях $q = f(H_{ер., h_{сер.}})$ відмітка урізу русла побічно характеризує не тільки надхоження підземних вод, але й ємність алювіальних і делювіальних відкладень річкових долин, які збільшуються з приростом площі водозборів і ширини річкових долин. Для пересихаючих річок побудована залежність найбільшої тривалості пересихання T від відміток урізу русел річок $H_{ер.}$: $T = f(H_{ер.})$.

Нижче розглянуті величини модулів мінімальних витрат води 97%-ої забезпеченості для виділених районів [5] та умови їх взаємозв'язку з підземними водами.

Район I розташований в межах західних схилів гірських Карпат і Закарпатської низовини (басейн р. Тиси). Річка Тиса та її притоки прорізають на своєму шляху гірські хребти. Основними водоносними горизонтами, які беруть участь в живленні річок, є водоносні горизонти алювіальних відкладень річкових долин і делювіальних відкладень схилів. Меншу участь беруть підземні води тонких прошарків вапняків крейдяного і палеогенового віку; порівняно великі дебїти дають джерела, що випливають з пісковиків і ямненських вапняків. За даними А.Е. Бабинця [152], в районі флішових утворень південного схилу Карпат спостерігаються джерела з дебїтами від 1 до 20 м³/год.

Підземні води ефузивних порід Вигорлат-Хустського масиву, за даними [152], створюють джерела, дебїт яких досягає 7-8 м³/год. Підземні води внутрішньокарстової неогенової депресії, приурочені до сланців та пісковиків, виходять у вигляді слабких джерел. До алювіальних відкладів Закарпатської низовини приурочений потужний водоносний горизонт у відкладах перших терас річок Тиса, Латориця та Боржава. У відкладах більш високих терас (четвертої та п'ятої) підземні води частково дренажовані і дебїти джерел коливаються від 0,01 до 0,1 л/с. Слід зазначити, що підземні води даного району вивчені слабо. Крім того, у формуванні меженного стоку річок беруть участь поверхневі води внаслідок частих і рясних опадів, що створюють на річках іноді значні підйоми рівня, піки паводків яких накладаються один на один. Внаслідок підйому рівня води відбувається часте поповнення підземних вод в потужних алювіальних відкладах долин, які, розвантажуючись, беруть участь у живленні річок. Отже у формуванні мінімальних витрат води річок досліджуваної території беруть участь підземні води окремих водоносних горизонтів, розкритих ерозійною мережею, води алювіальних відкладів річкових долин, постійно поповнюються атмосферними опадами, і поверхневі води, що залишилися

в руслі в результаті накладання паводків один на одного. Взимку підйоми рівня води спостерігаються в результаті частих відлиг. В окремі дощові роки участь поверхневих вод буває суттєвою і може часто значно перевищувати участь підземних вод.

У цьому районі річки східної частини південних Карпат виділяються в підрайон *a*, західна межа якого проходить по вододілу річок Тересва і Теребля, а південна межа проходить по лінії Ділове-Водиця-Дубове. Для цього підрайону побудована залежність модуля мінімального стоку (середньомісячного літнього і зимового та добового літнього і зимового) від відмітки урізу русла $q = f(H_{вр.})$. Найбільш тісний зв'язок модуля мінімального стоку визначений для зимового періоду (рис. 6.4 *a*), коли режим річки більш стійкий. Великий розкид точок характерний для добових витрат води.

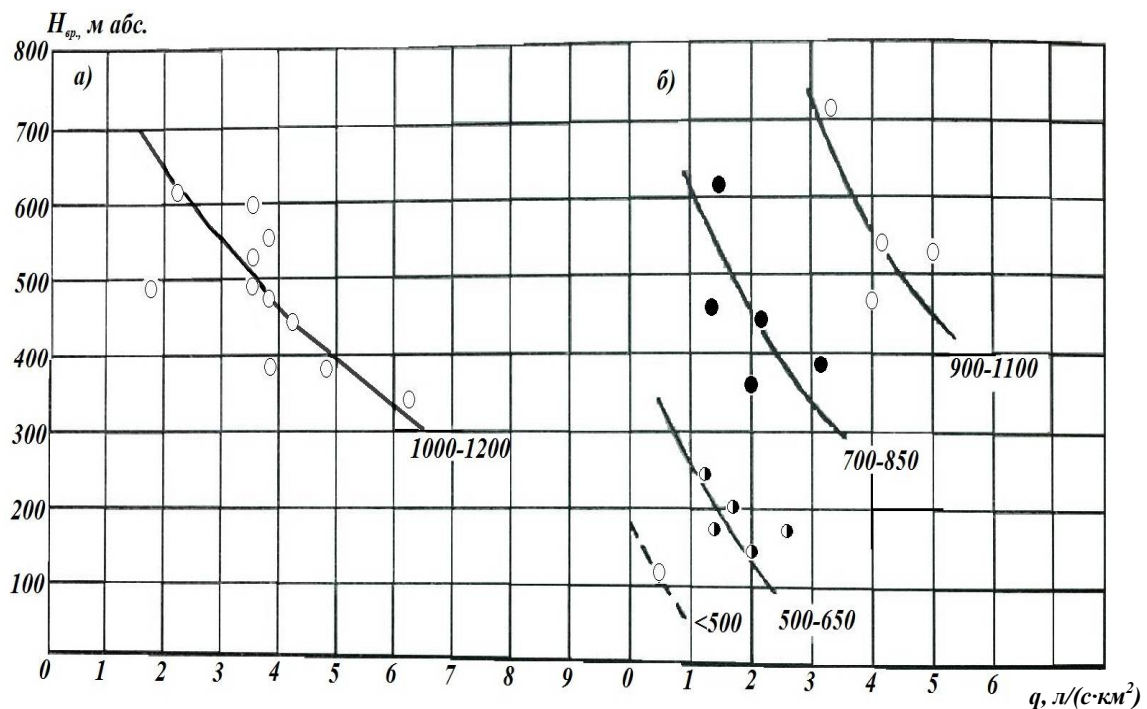


Рис. 6.4 – Залежність модуля мінімального зимового середньомісячного стоку q (у л/(с км²)) від відмітки урізу русла $H_{вр.}$ і середньої висоти водозбору ($h_{сер.}$) для річок району I.

а) підрайон *a*; б) підрайон *б* (біля ліній – середня висота водозборів) [152]

Для річок підрайону *б* отримана залежність $q = f(H_{вр.}, h_{сер.})$, де в якості третьої змінної взята середня висота водозборів річок, які побіжно характеризують величину випадających атмосферних опадів. На залежності (рис. 6.4 *б*) виділяється серія кривих, які характеризують різну середню висоту водозборів. Це зумовлено тим, що басейни річок цього підрайону

розташовані на висотах, які змінюються в широких діапазонах – від 300 до 1100 м, тоді як у підрайоні *a* середня висота басейнів – 1000 – 1200 м.

Район II представлений правими притоками р. Дністер і верхньою течією р. Прут. Річки, що беруть початок у Карпатах, прорізають тверді гірські породи (ямненські і вигодські пісковики), врізаються в них і утворюють глибокі вузькі долини, часто з порожистим дном. У Передкарпатті річкові долини розширюються, утворюючи декілька акумулятивних терас, які складені продуктами руйнування гірських порід.

Підземні води, дреновані річковою мережею, знаходяться в зоні вивітрювання корінних порід на глибині приблизно 20-25 м від денної поверхні. У цій зоні, за даними О.Д. Штогрин [153], здійснюється інтенсивна циркуляція підземних вод. З цією зоною пов'язані підземні води пластово-тріщинного типу, напрямок яких залежить від падіння пластів корінних порід. За даними [152], найбільше число джерел з малими дебітами (1-3 м³/год) приурочено до тектонічних розломів. О.Д. Штогрин [153] відзначає, що умови поповнення підземних вод несприятливі, незважаючи на велику кількість атмосферних опадів (до 1000 мм). Це пов'язано з великим розчленуванням рельєфу і покриттям схилів долин глинистим алювієм, крізь який опади слабо фільтруються і в основному стікають в річкові долини, спричиняючи великі і часті підйоми рівня води в річках. Найбільш водозабезпеченими є четвертинні відклади річкових долин, дебіт яких змінюється від 3-6 до 8-12 м³/год, іноді досягаючи 14 м³/год. У межах басейну р. Прут дебіти свердловин в алювіальних відкладах – порядку 2-10 м³/год.

Велика різноманітність гідрогеологічних умов у межах аналізованого району і недостатня кількість пунктів спостережень за стоком не дають можливості виявити подібні залежності для ділянок з різними гідрогеологічними умовами. У цьому районі виділено два підрайони: верхів'я басейну р. Прут (рис. 6.5 а) і праві притоки р. Дністер (рис. 6.5 б), для яких наведені залежності $q = f(H_{вр.}, h_{сер.})$.

Окремо виділяється територія Покуття, між Вороною, притокою р. Бистриця Надвірнянська, р. Прут і р. Дністер. Тут, за Б.Н. Івановим [154], поширені гіпси під невеликою товщею покривних відкладів і при глибокому ерозійному урізі поверхневий стік поглинається різного роду понорами і воронками, які розташовані вздовж порушень, пов'язаних з платформеними складчастими і розривними порушеннями пліоцен - четвертинного часу. Тому всі водотоки цієї території дуже короткі, мають замкнуті долини, а стік їх, як уже зазначалося, відбувається в понори і воронки. Так, наприклад, в с. Кудіївці в тальвегах спостерігалось декілька чітко виражених воронок, куди поглинався поверхневий стік.

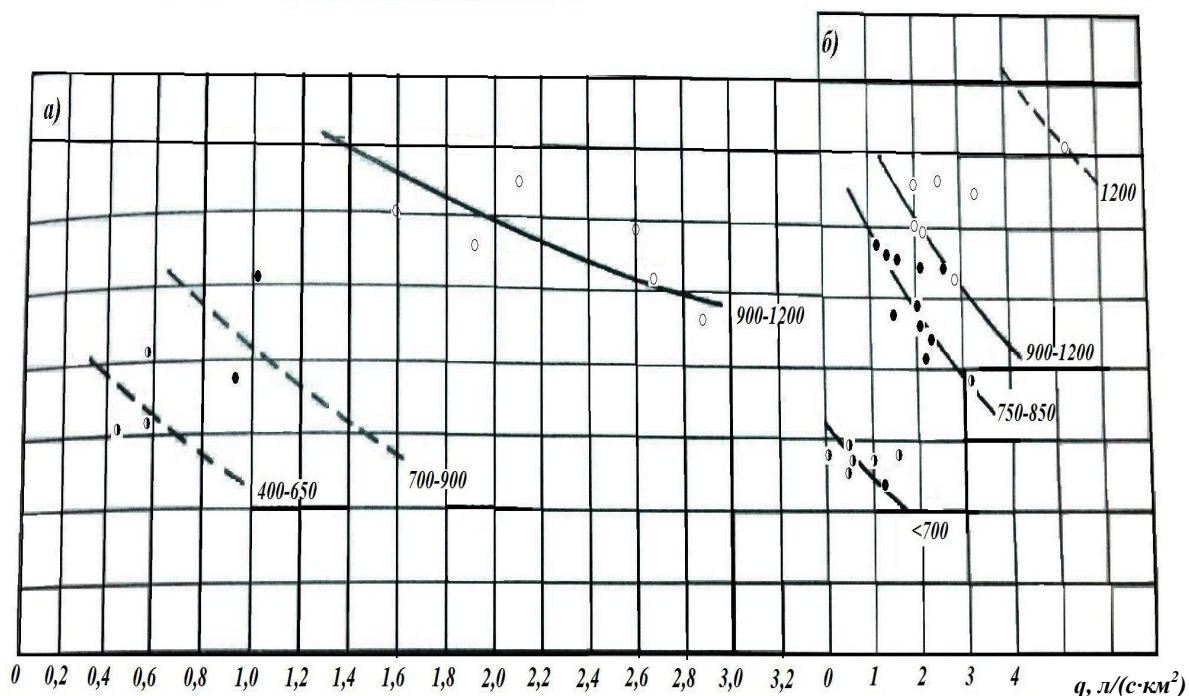


Рис. 6.5 - Залежність модуля мінімального зимового середньомісячного стоку q (у $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) від відмітки урізу русла ($H_{ер.}$) і середньої висоти водозборів ($h_{ср.}$) для річок району II.
а) підрайон а; б) підрайон б (біля ліній – середня висота водозборів) [152]

У цьому районі малі річки можуть промерзати на тривалий час - до 40 днів, що зумовлюється виснаженням підземних вод в дуже суворі зими. Внаслідок частих опадів у гірській частині можливість пересихання мало ймовірна; тут відзначено пересихання р. Тлумачек у с. Нижнє до 144 днів і промерзання до 84 днів.

Для західного району (притоки р. Чорна та р. Кача) досить нечітка залежність між тривалістю пересихання і площею водозборів спостерігається тільки в діапазоні площ від 10 до 80 км^2 ; зі збільшенням площі водозборів і виходу річки на рівнину подібний зв'язок відсутній. Найбільше відхилення від лінії зв'язку має річка Байдарка біля с. Орлиного, що пояснюється наявністю водосховища, розташованого в 600 м нижче від гідроствору.

Південний район представлений трьома лініями зв'язку, які мають відмінності в підземному живленні окремих річок і висотним положенням водозборів. Перша крива характеризує зв'язок між тривалістю пересихання і площею водозборів для річок західної частини південного району, які мають середню висоту водозборів в межах 600-900 м (рр. Гува, Дерекойка, Авунда); друга крива характеризує зв'язок для річок західної частини південного району (по р. Улу-Узень до с. Сонячногірськ) з середньою

висотою водозборів 500-600 м, третя крива відноситься до річок в східній частині південного узбережжя (схід р. Улу-Узень) з середньою висотою водозборів від 200 до 500 м.

Для північного району наближена залежність намічається для річок з площею водозборів до 90 км² і середньою висотою в межах 500 – 800 м.

Користуючись цими залежностями, виявилось можливим для річок західного, південного і північного районів скласти узагальнюючі таблиці, за якими можна орієнтовно визначити середню тривалість пересихання маловивчених і невивчених річок.

Перехідні коефіцієнти від середньомісячних величин мінімального стоку до середньодобових встановлені тільки для верхніх ділянок річок за відповідними графіками зв'язку, а тіснота їх характеризується коефіцієнтами кореляції від 0,70 до 0,92 [12].

6.2 Мінімальний стік на річках Гірського Криму

Крим можна віднести до регіонів з недостатньою водозабезпеченістю. Відомий геолог і географ Н.А. Головкінський вважав, що в результаті безгосподарських рубок лісу Крим поступово «усихає». Виступаючи на Міжнародному форумі геологів в Петербурзі, він відзначив, що «в кінці XVIII століття Салгир і Карасу – головні річки Криму, були настільки багатоводні, що в гирла їх входила морська форель, шема, бичок, а вже в останню четверть XIX століття навіть весняна вода не доходить до гирла цих річок».

При значних опадах на яйлах (до 1000 мм) в рік, поверхневі водотоки утворюються тільки на цих мікродозборах. Таким чином, значна за розмірами область максимальних опадів співпадає з областю мінімального стоку. При переході від гірських районів до рівнинних становляться гірші умови формування річного стоку. У зв'язку з великою кількістю опадів, що випадають і малим випаровуванням, гірська частина є областю живлення річок, а рівнинна територія, для якої характерне зменшення кількості опадів і збільшення випаровування – областю втрат стоку. Таким чином, фактори, які збільшують стік у зв'язку зі збільшенням площі водозборів, втрачають своє значення, що є однією з особливостей кримських річок. Після виходу на степову рівнину річки в меженний період зовсім втрачають воду і пересихають, не доходячи до моря. Пересихання річок в нижній течії є також особливістю малих річок Криму. В меженний період на річках часто спостерігається пересихання [16]. Як правило, явище пересихання русел спостерігається в літньо-осінню межень (період низьких рівнів води). Середня тривалість пересихання в гирлових ділянках річок – 2-3 місяці.

На західному Південнобережжі Криму (це річки: Узень, Лименко, Лазо, Аксаматук-дере, Загмата, Учан-Су, Салгир, Путамиш, Куркулет, Аян-Дере, Узень-Баш) межень спостерігається в літньо-осінній період (з липня по жовтень). На території рівнинного Криму протікають його наймаловодніші водотоки, представлені в основному безіменними балками і сухоріччями [155].

Меженний стік річок Криму. До основних факторів, що зумовлюють формування меженного стоку, відносять клімат і підстильну поверхню, які створюють запаси підземних вод. Кримська область характеризується своєрідними гідрологічними умовами, що визначаються в рівній мірі як кліматичними факторами, так і геологічною будовою підстильних порід, що відрізняються великою складністю і різноманітністю в окремих частинах території.

Головна гряда Кримських гір, яка є перешкодою переносу теплих вологовмістких повітряних мас, обумовлює випадіння великої кількості опадів у гірській частині території (> 1000 мм на рік), а наявність карсту сприяє створенню підземного стоку, який на схилах гір виходить на поверхню у вигляді численних джерел, що є основними джерелами живлення річок у меженний період. Джерела мають найрізноманітніший дебіт, що залежить від ступеня обводнення водоносних горизонтів. За дослідженнями С.В. Альбова [156; 157] та інших, найбільш обводнені верхньоюрські відклади, які для багатьох ділянок Гірського Криму є не тільки основним, але й єдиним водоносним горизонтом. Ступінь обводнення цих відкладів різна. Так, джерела зі середньобагаторічними витратами води від декількох сотень літрів до 1500 л/с дають початок основним річкам Криму: Альмі, Качі, Бельбеку, Чорній, Салгиру, Біюк-Карасу.

Для регулювання річкового стоку та забезпечення потреб господарства і населення на Кримському півострові створено понад 400 водосховищ та ставків. Водосховища мають регулюючий вплив, внаслідок чого величини меженного стоку, як правило, підвищуються. Забір води на зрошення і водопостачання, навпаки, зменшує величину меженного стоку. Цей забір настільки великий, особливо в рівнинних районах, що в окремих випадках спричиняє до пересихання річок.

Дані по мінімальному стоку річок Криму не відображають природного підземного живлення річок. Визначається мінімальний стік, як правило, по екстрапольованій частині кривих витрат води, що при недостатній точності самих вимірів витрат води, викликаній систематичною деформацією русел, накладає певні похибки на величини мінімального стоку і їх слід вважати наближеними.

Річки Криму, відповідно до їх географічного положення та умов живлення, поділяють на три райони:

1) річки західної частини півострова, що беруть початок на північних і північно-західних схилах гір;

2) річки південного схилу;

3) річки північної частини, що беруть початок на північних і північно-східних схилах гір.

Це районування прийняте й при характеристиці меженного стоку.

Межень на річках настає при переході їх на підземне живлення. Для кримських річок через особливості умов формування стоку і у зв'язку з тим, що літня межень зазвичай переходить в осінньо-зимову, та може продовжуватись в окремі роки по грудень-січень, застосовується загальноприйнятий розподіл межені на літню та зимову. Більш прийнятним є розподіл її на межень періоду відкритого русла і межень періоду з льодовими явищами. Межі цих періодів з року в рік змінюються в значних межах.

За період межені з льодовими явищами беремо період із стійкими, протягом тривалого часу (не менше 20 діб), льодяними утвореннями. Цей період на річках відмічається не щорічно. Характеризується він підвищеними витратами води в порівнянні з витратами періоду відкритих русел, тому для характеристики межені береться низький стік періоду відкритих русел, які спостерігаються щорічно на всіх річках.

Періоди межені визначаються за гідрографами, побудованими за фактичними даними. Виняток становлять повністю зарегульовані річки (Західний Булганак – с. Трьохпрудне, Кача – с. Шелковичне, Біюк-Карасу – с. Зибини, Салгир – с. Дворіччя), які для характеристики межені не використовуються.

Гірські ділянки (верхів'я) основних річок західного і північного районів Криму, на живлення яких значно впливає наявність карсту, характеризуються поступовим спадом витрат води в межень; мінімальні витрати води спостерігаються в серпні-вересні, що пов'язано з виснаженням запасів підземних вод до цього часу. Під час межені спостерігаються паводки, стік яких зазвичай не перевищує 10-15% від об'єму стоку за період від початку межені до кінця даного паводка, що є підставою, відповідно до рекомендацій ДГІ, взяти таку межень за безперервну. Як правило, початок межені в цьому районі спостерігається в липні, що зумовлене припиненням до цього часу живлення річок за рахунок припливу талих вод, кінець - в листопаді, коли починається період випадання рясних опадів.

Середню і нижню течії основних річок західного і північного районів та їх притоки (за винятком р. Марта, притоки р. Чорна, р. Зуя), майже позбавлені карстового живлення, русла яких характеризуються наявністю алювіальних відкладів, вони протікають по території, де випадають незначні опади і спостерігається велике випаровування, характеризуються низькою меженню, що переривається окремими дощовими паводками.

Початок межені відноситься в середній течії до липня, нижній - до червня, кінець - до листопаду - грудня. Більш ранній початок межені в нижній течії в порівнянні з верхніми ділянками річок пояснюється, крім кліматичних і гідрогеологічних особливостей, великим забором води на господарські потреби.

Річки Березня, Зуя, притоки р. Чорна, які мають на поверхні водозборів породи, що відрізняються слабкою водопроникністю, і як в наслідок, позбавлені або майже позбавлені карстового живлення, в межень пересихають, і лише в окремі роки літні дощі можуть зумовити незначний стік. Межень на цих річках спостерігається з червня по грудень – разом з відсутнім сніговим або дощовим живленням.

Межень на річках західної частини південного району (включаючи р. Улу-Узень у с. Сонячногірське) характеризується поступовим спадом витрат води, що досягають мінімуму у верхів'ях в серпні-вересні, на нижніх ділянках - в липні - серпні. Поступовий спад переривається короточасними, в окремі роки частими зливовими паводками. У нижній течії режим змінюється забором води на господарські потреби.

Річки східної частини південного району у зв'язку з незначним карстовим живленням і невеликими опадами у межений період в основному пересихають. У зв'язку з цим, тривалість періоду межені цих річок зростає. Так, на західних річках південного району період межені триває з липня по листопад-січень, а на східних-з червня по грудень - січень.

З викладеного випливає, що межень на річках, як правило, триває, здебільшого переривчасто. Початок, кінець і тривалість межені, а також інші її характеристики змінюються по території, що зумовлено в основному кліматичними та геологічними умовами районів, а також господарською діяльністю людей.

Періоди з тривалими льодовими явищами (понад 20 днів) мають місце в основному на західних і північних річках; починаються вони зазвичай в кінці грудня і в холодні зими тривають по лютий.

Мінімальний стік є частиною меженного стоку. З основних його характеристик генетично однорідними, за визначенням багатьох дослідників, є найменша за багаторічний період середньомісячна мінімальна витрата води і середньобагаторічна добова мінімальна витрата води (норма щорічних мінімумів).

Зважаючи на значне порушення природного стоку річок, для характеристики мінімумів була взята величина місячного мінімального стоку, на яку меншою мірою позначається вплив цих факторів.

Величина мінімальних витрат води, як вказує В.Л. Шульц [158], більшою мірою, ніж межень, визначається підземним живленням річок. У зв'язку з цим більше значення, ніж для межені, набувають кліматичні та гідрогеологічні чинники, що визначають величину живлення підземних

вод і умови виходу їх на денну поверхню. Як вже зазначено вище, в Криму ці фактори відрізняються великим різноманіттям, внаслідок чого порушується плавність в розподілі модулів місячного мінімального стоку.

Максимальні величини цих модулів, за наявними даними, приурочені до виходів джерел з водоносних шарів верхньоярських відкладів і становлять від 60 до 133 л/(с км²) (р. Аян – біля витоку, р. Біюк-Карасу – с. Карасівка, р. Хастобаш – у витоку). У верхів'ях річок західного і північного районів, де спостерігаються виходи підземних вод зі значним дебітом, також в основному з верхньоярських відкладів, величина мінімального модуля становить 2-5 л/(с·км²). У середній течії річок величина модуля зменшується до 0,40-0,30 л/(с·км²), а до гирла - до 0,30 - 0,00 л/(с·км²), що зумовлене зміною кліматичних (зменшення кількості опадів, збільшення втрат води на випаровування) і гідрогеологічних умов (незначна або повна відсутність постійного живлення за рахунок виходу підземних вод), а також великим забором води на зрошення, особливо в нижній течії. Виняток становлять басейни річок Марта, Суха Альма, Мавля, Коса, Зуя, Бурульча, притоків Чорної, де мінімальні витрати завдяки геологічним умовам цих басейнів, становлять 0,10 - 0,00 л/с.

У східній частині південного району у зв'язку з незначними витратами карстових джерел спостерігається низький мінімальний стік (0,10-0,00 л/с).

Таким чином, значення мінімальних модулів стоку на території Криму коливаються в широких межах; на окремих басейнах західного і північного районів і більшості річок південного району має місце пересихання.

У період з льодовими явищами мінімальні модулі, як правило, вищі від мінімумів при відкритому руслі. Підвищення стоку в цей період спричиняється збільшенням опадів; підвищені витрати води підтримуються протягом всього зимового періоду.

Основними факторами, які визначають мінливість мінімального стоку річок Криму, є геологічні фактори (карст) і господарська діяльність людини. Вплив цих чинників позначається, з одного боку, в регулюванні мінімального стоку, внаслідок чого спостерігається незначне його коливання, з іншого боку, під дією забору води коливання стоку відбувається в значних розмірах.

Пересихання річок Криму спостерігається в основному на рівнинних ділянках річок, де крім кліматичних факторів цьому сприяє забір води на зрошення, а також втрати стоку на просочування в підрусліві відклади.

Річки західного району (Альма, Кача, Бельбек і Чорна) пересихають в середній і нижній течіях, де широко використовуються для зрошення та водопостачання. Тривалість пересихання в середній течії річок Альма і Кача становить 1-3 місяці, річок Бельбек і Чорна – 4-9 днів. У пригирлових ділянках річок Альма і Кача пересихання становить 3-4 місяці, а річок

Бельбека і Чорна – 2-3 місяці. Збільшення тривалості пересихання в гірлі річок Альма і Кача пов'язане, мабуть, з фільтрацією води в потужні алювіальні відклади і неогенові горизонти, що залягають під товщею алювіальних відкладів, а в окремі роки – з акумулюванням стоку Альмінським і Баштану-Сарайським водосховищами. Притоки річок Альма і Кача (Суша, Альма, Коса, Мавля, Марта), на водозборах яких є виходи сланців, пересихають на період від 2 до 4 місяців.

Притоки Чорної, що протікають в районі, де водонепроникні породи виходять на денну поверхню, внаслідок відсутності підземного живлення, мають сухі русла протягом великої частини року.

Так, наприклад, на річках Узунджа, Бага Верхній, Бага Нижній, Байдарці, Уркуста, які живляться виключно дощовими і талими водами, період пересихання в середньому триває від 4 до 7 місяців, в окремі виключно посушливі роки – перевищує 12 місяців. Річки цього району зазвичай пересихають з червня-липня до жовтня-грудня, в окремі роки до січня-лютого. Річки південного схилу пересихають на менш тривалий період, ніж річки західного району (від 1,5 до 2,5 місяців), виключаючи східну частину району. Верхні ділянки приток основних річок західної частини району живляться карстовими водами, в посушливі роки також можуть пересихати внаслідок виснаження запасів вод закарстованої області басейнів. Річки східної частини південного району пересихають на більш тривалий період, що пов'язано з невеликим дебітом карстових джерел в басейнах цих річок, велика частина яких в літній час повністю виснажується. Тривалість пересихання річок цього району в середньому становить від 2 (р. Таракташ) до 6-7 місяців (струмки Кабакташський, Кизилташський, Мелек-Чесме). Пересихають річки західної частини району з липня-серпня до жовтня-листопаду, східної – з квітня до грудня – початку січня.

Річки басейну р. Салгир пересихають майже щорічно, в основному в середній і нижній течіях. Тривалість пересихання р. Салгир до впадіння р. Біюк-Карасу становить у середньому 2-2,5 місяці, а в посушливі роки – досягає 5-6 місяців. У с. Дворіччя тривалість пересихання скорочується до 1,5 місяця, що пов'язане з впаданням р. Біюк-Карасу, яка має у верхів'ї потужне карстове джерело; в нижній течії річка все ж пересихає до 2 місяців, що пов'язане із забором води на господарські потреби. Пересихання в цьому районі продовжується з липня-серпня до жовтня-грудня. Виняток становить р. Біюк-Карасу у с. Калиновки, де пересихання річки починається з квітня.

Балки Криму пересихають не менше ніж на 9 місяців.

Велике практичне значення має визначення повторюваності пересихання. За повторюваністю пересихання річки Криму можна розділити на чотири групи:

1) які щорічно пересихають (до них відносяться річки і балки Керченського півострова і притоки річок західного району (Альма, Кача і Чорна), що протікають в районах з виходом на денну поверхню водонепроникних порід;

2) епізодично пересихають - гирлові ділянки основних річок, що беруть початок на північних і південних схилах і річки південно-східної частині півострова;

3) рідко пересихають - невеликі річки південного схилу, що мають значне джерельне живлення; в середній течії основних річок та їх приток, що беруть початок на схилах яйл;

4) не пересихають - верхів'я основних річок, що беруть початок з постійно діючих джерел.

Припинення стоку на річках відбувається також внаслідок перемерзання, в періоди низьких температур повітря і незначного стоку. Явище перемерзання спостерігається на притоках р. Чорна, річках східної частини південного району і басейну р. Салгир (в різний час в період з грудня по березень).

Територіальне узагальнення характеристик мінімального стоку з метою встановлення особливостей режиму стоку і закономірностей його формування, а також для розробки рекомендацій щодо розрахунку мінімального стоку маловивчених і невивчених річок в теперешній час ускладнюється через велику складність і різноманіття геологічних і гідрогеологічних умов території, неможливості кількісного врахування впливу карсту та господарської діяльності людини на стік. Без урахування цих особливостей неможливо отримати задовільні кількісні залежності мінімального стоку від зумовлюючих його факторів, які можна було б рекомендувати для маловивчених і невивчених річок Криму, а також використовувати для визначення мінімального стоку існуючих емпіричних формул (М.Е. Шевелева, Н.Д. Антонова, А.М. Сотченко і Г.А. Чиппінг), розроблених для рівнинної території.

Отримані дуже слабкі залежності мінімального стоку від азональних факторів, зокрема, від глибини ерозійного врізу, показником якого була взята площа водозбору, підтверджуючи цей висновок. У силу цього і картування величин мінімального стоку не є можливим. Настільки ж слабким виявився зв'язок мінімального місячного стоку з нормою стоку та іншими факторами.

Таким чином, норму мінімального стоку маловивчених і невивчених річок можна визначити тільки методом аналогії, з вибором аналога безпосередньо на місці.

Для визначення коефіцієнтів варіації мінімального місячного стоку річок західного і північного районів можна скористатися зв'язком між коефіцієнтами варіації мінімального місячного і річного стоку [12], тим більше, що на обидві ці характеристики здійснюють вплив в основному одні

й ті ж фізико-географічні фактори. Для південного району такі зв'язки відсутні.

Коефіцієнт асиметрії рекомендується втрати нормативно рівним $C_s = 2C_v$ [12].

Співвідношення між тривалістю періодів пересихання і величинами площ водозборів, як показником кліматичних і гідрогеологічних умов, хоча й виражені не зовсім, чітко все ж дозволили виділити три райони – західний, південний і північний (табл. 6.1).

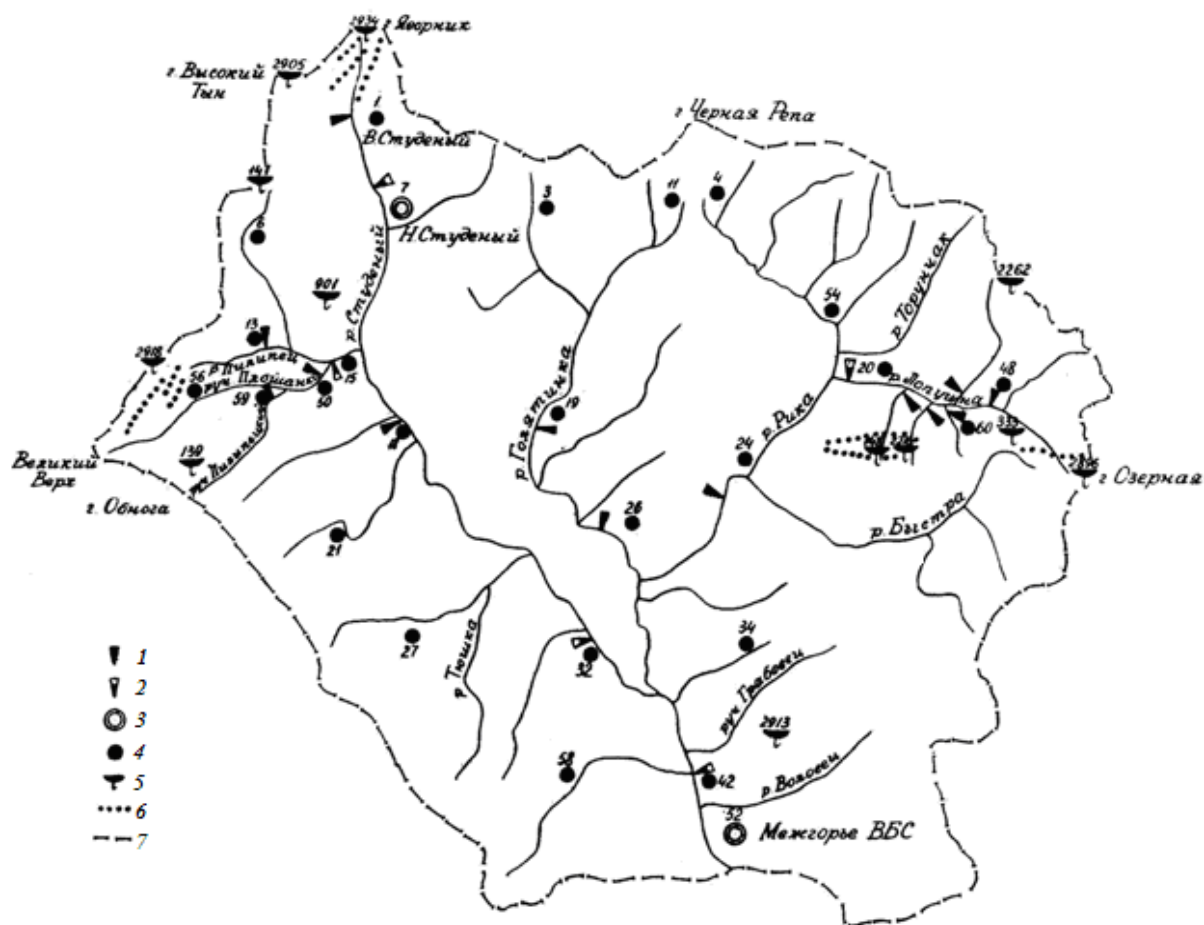
Таблиця 6.1 - Тривалість пересихання річок (у днях) в залежності від площі водозборів [12]

Район	Площа водозборів, км ²							
	160	120	80	60	40	20	10	<10
1. Західний район (річки з водонепроникаючими породами на поверхні водозборів)	-	н.з.*	105	130	165	225	285	335
2. Південний район	-	-	-	-	н.з.	40	70	80
I – річки південно-західної частини району з $H_{\text{сер}}=600-900$ м								
II – річки південно-західної частини (до р. Улу-Узень включно) з $H_{\text{сер}}=500-600$ м								
III – річки південно-східної частини (східніше р. Улу-Узень – с. Сонячногірське) з $H_{\text{сер}}=200-500$ м	50	65	95	125	165	240	н.з.	-
3. Північний район (з $H_{\text{сер}}=500-800$ м)	-	н.з.	65	104	н.з.	-	-	-

* н.з. – немає зв'язку

6.3 Мінімальний стік малих річок Закарпаття (за матеріалами Закарпатської воднобалансової станції (ЗВБС))

На території Закарпатської воднобалансової станції (ЗВБС) розглянуто дані 20 гідрометричних створів, для яких були проведені дослідження просторово - часових закономірностей формування мінімального стоку теплового періоду. Всі вони обладнані гідрометричними спорудами й самописами рівня води, що дозволяє здійснювати надійний облік стоку у всьому діапазоні зміни водності. Розташування гідрологічних постів наведено на рис. 6.6, а їх основні гідрографічні характеристики - у табл. 6.2.



Умовні позначки:

- 1 - гідрологічний пост; 2 - метеорологічна станція; 3 - опадомір;
- 4 - опадомір і самопис дощу; 5 - струмок Йойковець (Лісний лог);
- 6 - струмок Глибокий Яр (Відкритий лог); 7 - межа водозборів

Рис. 6.6 – Схема розташування гідрометричних створів на території Закарпатської водно-балансової станції [159]

З матеріалів спостережень ЗВБС за період 1967-1987 [159] роки з таблиць «добові витрати води», вибиралися мінімальні за теплий період року (1 травня – 1 листопада) по всіх постах. По цих даних розраховувалися середні багаторічні мінімальні модулі стоку, які також представлені в табл. 6.2.

Для врахування впливу на мінімальний стік інтразональних та азональних факторів проведено дослідження на наявність зв'язку мінімального стоку з площею, висотою, а також залісеністю водозборів [160]. Залежності мінімального стоку від площі водозборів не виявлено, що пов'язано з невеликим діапазоном площ досліджуваних водозборів.

Таблиця 6.2 - Основні гідрографічні характеристики річок Закарпатської воднобалансової станції

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	$H_{сер}$, м	$I_{сер.зв.}$, річки, ‰	f_l , ‰	$(q_{min})_{сер}$, м ³ /(с·км ²)
1	Ріка – с. Верхній Бистрий	165	883	38,0	60,4	0,0058
2	Ріка – смт Міжгір'я	550	802	23,0	41	0,0046
3	Лопушна – с. Лопушне (верхн.)	13,2	925	96,3	93,3	0,0077
4	Лопушна – с. Лопушне (нижн.)	37,3	920	63,2	78	0,0075
5	Струмок Бранище – с. Лопушне	10,3	916	66,6	72	0,0066
6	Струмок Зюбровець – с. Лопушне	3,2	871	168	91	0,004
7	Струмок Середній Звір – с. Лопушне	2,0	984	152	95	0,0077
8	Струмок Нижній Звір – с. Лопушне	2,6	997	209	96	0,0085
9	Голятинка – с. Голятин	59	778	39	35	0,0052
10	Голятинка – смт Майдан	86	780	24,0	39	0,0048
11	Репінка – с. Ізки	103	799	3,5	18	0,0062
12	Репінка – с. Репіно	214	749	5,2	21	0,0045
13	Студений – с.Верхній Студений	8,0	809	56,6	20	0,0032
14	Студений – с. Нижній Студений	25,4	788	31,2	18	0,0031
15	Пилипець – с.Подобовець	7,8	747	47,5	12	0,0031
16	Пилипець – с. Пилипець	44,2	854	14,0	19	0,0117
17	Струмок Ростока – с. Ростока	13,6	770	33,3	12,5	0,0075
18	Струмок Плошанка – с. Пилипець (Верхній)	12,2	1050	126	28	0,0270
19	Струмок Плошанка – с. Пилипець (Нижній)	19,9	988	91,0	29	0,0191
20	Струмок Пилипецький – с.Пилипець	5,7	1000	162	37	0,0217

Для розглянутої території одним із основних чинників, який впливає на формування стоку є середня висота, оскільки зі зміною висоти місцевості змінюються як метеорологічні фактори (кількість опадів, температура повітря тощо), так і фактори підстильної поверхні (тип рослинності, ґрунти, загальна залісеність, уклон схилів).

Залежність середнього мінімального модуля стоку від середньої висоти водозборів (рис. 6.7) є досить чіткою та визначається двома групами. У лівій групі точок при зміні висотного положення від 800 до 1000 метрів над рівнем моря, середній мінімальний модуль стоку зростає від 0,005 до 0,02 м³/(с·км²), у той же час у групі, що праворуч, у тому ж діапазоні висот модуль стоку зростає значно повільніше - з 0,005 до 0,009 м³/(с·км²).

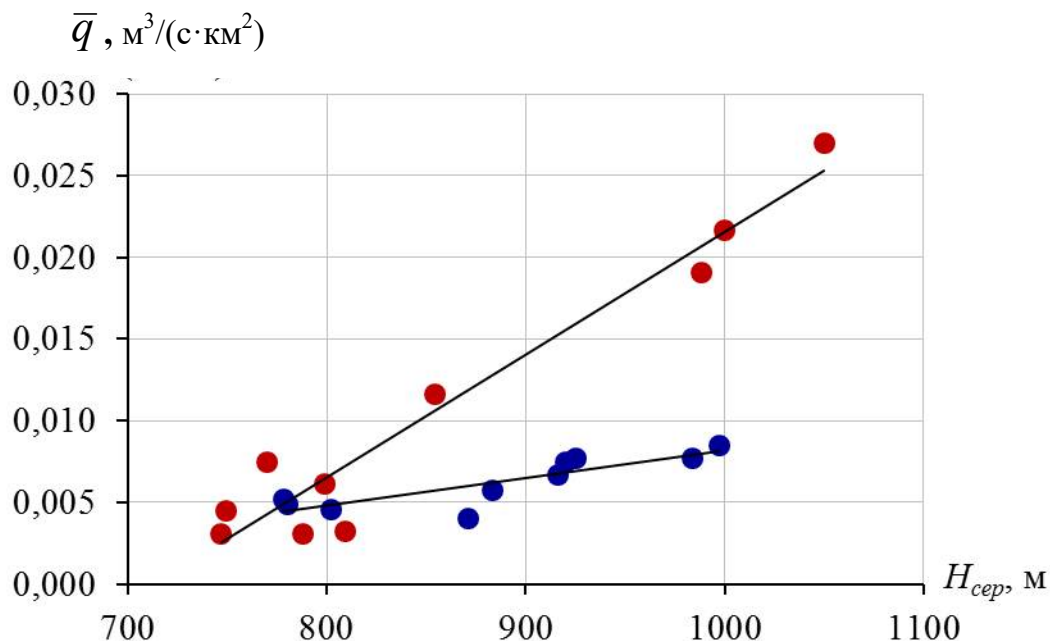


Рис. 6.7 – Залежність середнього мінімального добового модуля стоку від середньої висоти водозборів для річок ЗВБС

Ліву групу складають величини, визначені за даними спостережень на водозборах ЗВБС, які відносяться до правобережних приток р. Репінка і беруть початок у високогір'ї (на хребтах полонин Боржава і Кук). Права група відноситься до річок Ріки, Голятинки та Лопушної.

Якщо простежити залежність середнього мінімального модуля стоку від ступеня залісеності водозборів (рис. 6.8), то можна відзначити що точки угрупувалися також двома потоками, причому ліва гілка, складається з річок, які беруть свій початок на полонинах, а гілка праворуч – до басейну Ріки та ін.

Для річок, які беруть початок на полонинах, ступінь залісеності змінюється від 12 до 35%, причому значення середнього мінімального модуля стоку зростають у десять разів – від 0,0025 до 0,025 $м^3/(с \cdot км^2)$; залісеність басейнів приток Ріки змінюється від 28 до 95%, причому середній мінімальний модуль зростає тільки з 0,005 до 0,0075 $м^3/(с \cdot км^2)$. Таким чином, можливо зробити висновок, що величина мінімального стоку визначається в основному не залісеністю, а дещо іншими чинниками.

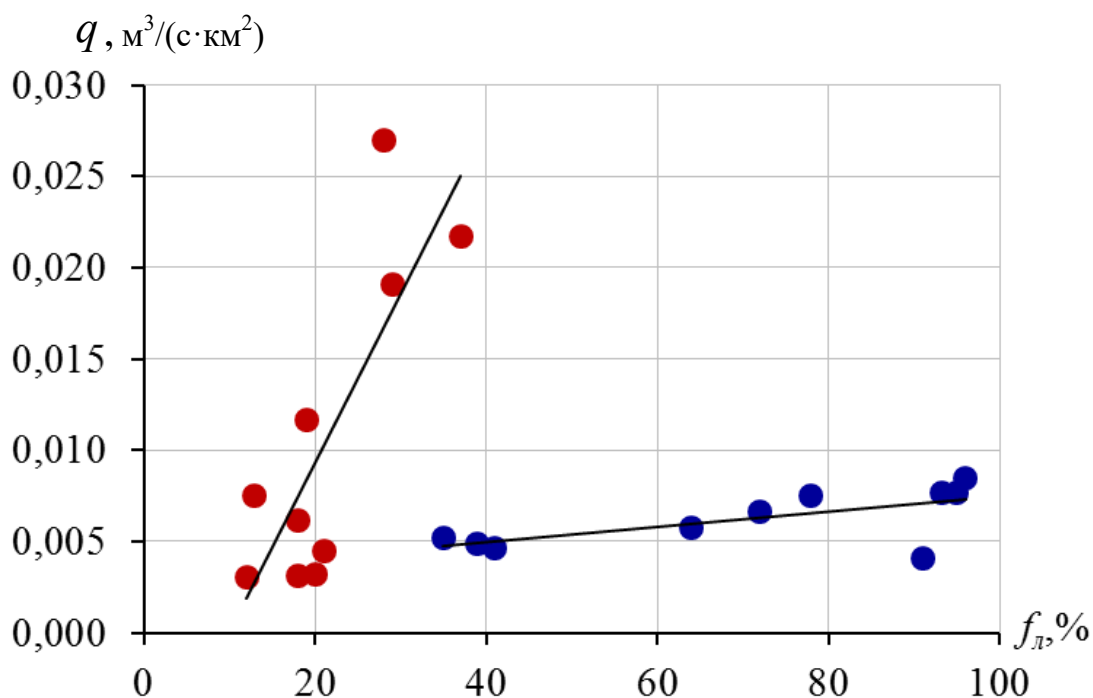


Рис. 6.8 – Залежність мінімального багаторічного модуля стоку річок ЗБВС від залісеності водозборів

6.3.1 Виділення генетичних складових меженного стоку за даними спостережень на малих водозборах Закарпатської воднобалансової станції ЗБВС та їх аналіз

Наявні методи визначення підземного стоку в річки є непрямими в тому розумінні, що підземний приплив у річкових басейнах при регіональних дослідженнях не можна оцінити прямими вимірами, як це робиться відносно поверхневого стоку [161; 162]. Ця обставина породила різноманіття підходів до вирішення розглядуваного завдання, результатом чого стала значна кількість способів оцінки підземного притоку в річки [163]. Практично єдиним достатньо об'єктивним методом регіональної оцінки підземного припливу в річки є метод генетичного розчленовування річкового стоку. Найбільш ефективний цей спосіб для малих водозборів гірських річок, де в умовах великих ухилів і високої проникності пухкого чохла, поверхневі води швидко надходять у водоприймач, а стійкий перехід на підземне живлення відбувається вже протягом декількох днів після припинення опадів.

У цьому дослідженні виконано розчленовування гідрографів літнього стоку на генетичні складові з метою виявлення їх кількісних співвідношень залежно від ґрунтово-рослинних, гідрогеологічних,

кліматичних характеристик. Для аналізу використовувалися матеріали багаторічних спостережень Закарпатської воднобалансової станції.

Найбільш інформативними з точки зору оцінки генетичних складових живлення руслового стоку методом розчленування гідрографів стоку є роки з низькою водністю, коли поверхнева складова невелика. Аналіз багаторічних спостережень дозволив встановити, що для території ЗВБС такими є умови формування стоку в 1961, 1963, 1964 та 1973 роках.

За даними про щоденні шари стоку для всіх гідрометричних створів побудовано гідрографи стоку літнього періоду – з 1-го травня до 1-го жовтня. Розчленовування гідрографів стоку на генетичні складові здійснювалося методом зрізки.

Підземне живлення руслового стоку Y_{nidz} складається із двох генетичних складових, не пов'язаних із опадами розглянутого генетичного періоду, а саме:

$$Y_{nidz} = Y_{ves} + Y_{глиб}, \quad (6.1)$$

де Y_{ves} - шар стоку, що переходить із попереднього (весняного) гідрологічного періоду;

$Y_{глиб}$ - шар стоку, утворений за рахунок гравітаційного розвантаження глибинних водоносних горизонтів.

Розчленовування гідрографів здійснювалося шляхом проведення плавної огинаючої за мінімальними значеннями добових шарів стоку.

Аналіз гідрографів стоку за весь період спостережень показав, що найбільш динамічною складовою живлення підземного стоку в багаторічному розрізі є перерозподіл вологи з попереднього сезону Y_{ves} . В окремі роки з великими снігозапасами й затяжною весною, ця складова може перевищити шар поверхневого стоку теплого періоду. У той же час виділяються роки, коли наприкінці весняного періоду ступінь зволоженості водозборів близький до критичного. В такі роки підземне живлення руслового стоку здійснювалося тільки за рахунок розвантаження глибинних водоносних горизонтів. При цьому, як показав аналіз, співвідношення між генетичними складовими може значно змінюватися залежно від місцевих факторів, навіть у межах відносно невеликих площ.

На рис. 6.9-6.11 наведені приклади розчленовування гідрографів стоку за джерелами живлення у 1962 р. для трьох водозборів Закарпатської воднобалансової станції: р. Пилипець - с. Пилипець, струмок Нижній Звір - с. Лопушне, та струмок Ростока – с. Ростока, які розташовані у різних висотних зонах і з різним ступенем залісеності.

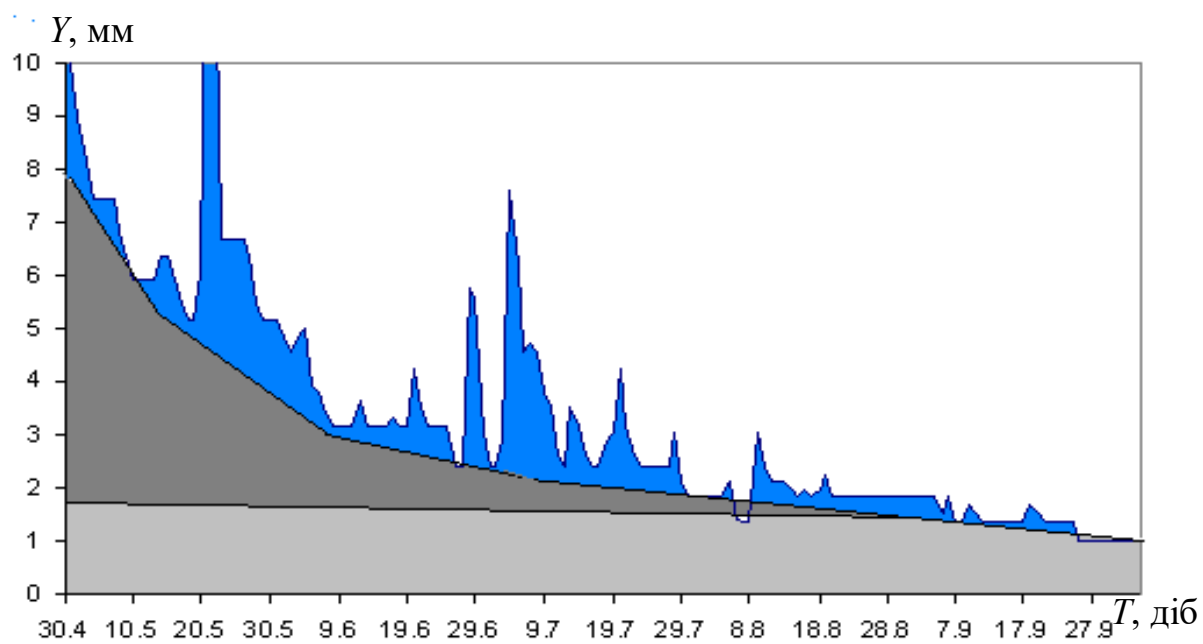


Рис. 6.9 – Розчленування гідрографа стоку р. Пилипець – с. Пилипець

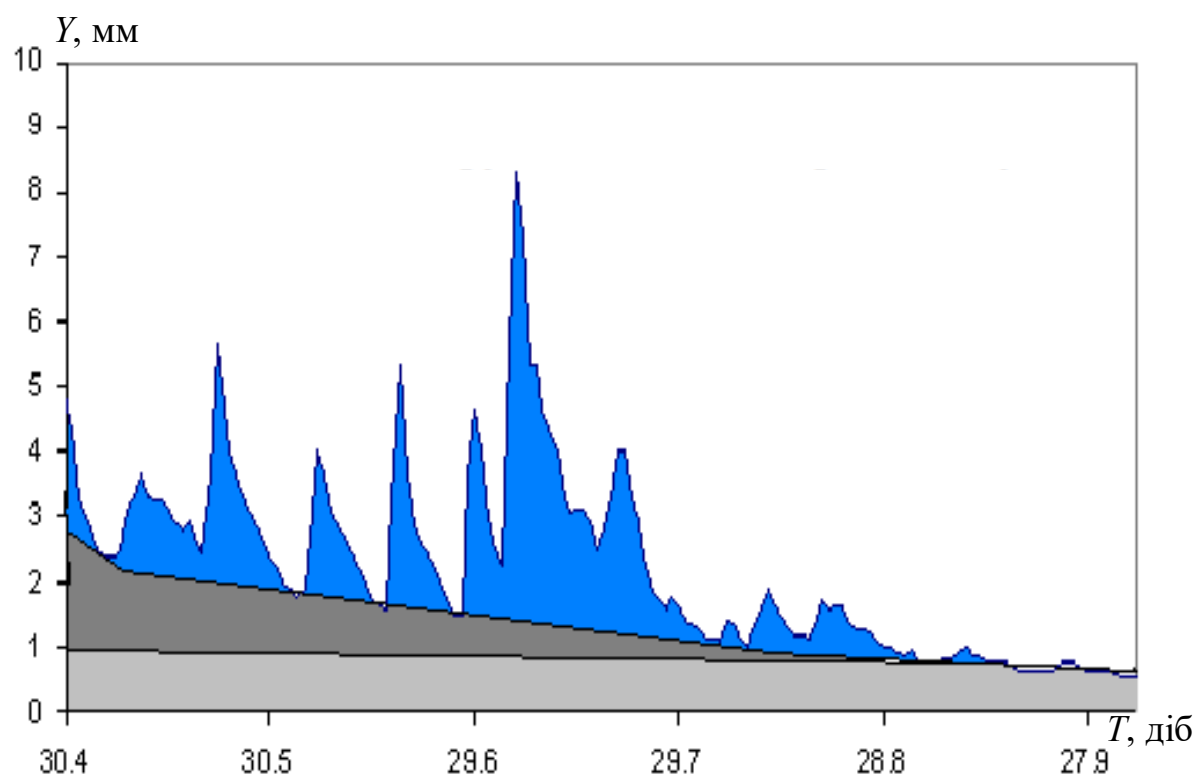


Рис. 6.10 – Розчленування гідрографа стоку струмка Нижній Звір – с. Лопушне

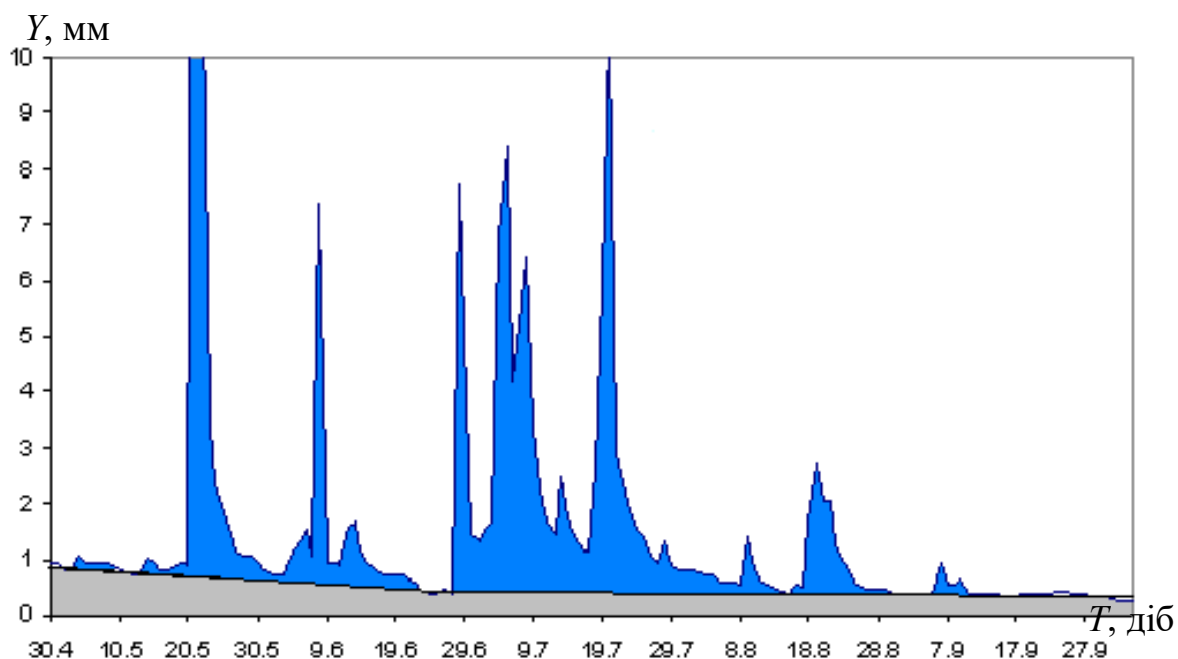


Рис. 6.11 – Розчленування гідрографа стоку струмка Ростока – с. Ростока

На струмку Пилипецькому добовий шар підземного живлення на початок розрахункового періоду досягав восьми міліметрів, з них глибинна складова – 1,8 мм. Інтенсивний спад частки талого стоку у загальному живленні зменшувалася досить різко до кінця травня, після чого він знизився, але простежувався до кінця серпня. Глибинна складова протягом усього періоду залишалася практично на одному рівні, близькому до 1,8 мм/д.

Тала складова на р. Нижній Звір на початок періоду була значно нижчою, становила 2,8 мм/д, поступово знижуючись і простежуючись до кінця серпня. Глибинна складова залишалася постійною протягом усього періоду на рівні 1,0 мм/д.

Весняні води у формуванні підземного стоку струмка Ростока участі практично не брали, тут базисний стік сформований винятково глибинною складовою, інтенсивність якої плавно зменшувалася від 0,8 мм/д на початку періоду до 0,4 - наприкінці.

6.3.2 Дослідження чинників формування генетичних складових стоку теплого періоду у маловодні роки на водотоках ЗВБС

Результати розчленування гідрографів стоку за джерелами живлення річок Закарпатської воднобалансової станції для маловодних

років показані у додатку Д, табл. Д.1-2. Зокрема, наведені середні для маловодних років значення загального руслового стоку ($Y_{заг}$), підземного ($Y_{підз}$), як суми ($Y_{вес}$) та ($Y_{глиб}$) й поверхневого ($Y_{нов}$), як різниці між сумарним і підземним стоком. З дод. М, табл. М.1-2 видно, що всі складові у просторі змінюються в досить широких межах. Так, середній загальний шар стоку за розрахунковий період коливається по території від 176 мм (р. Студений – с. Верхній Студений) до 467 мм (струмок Плошанка – с. Пилипець (Верхній); підземна складова - від 71 мм (струмок Ростока – с. Ростока) до 334 (р. Пилипець – с. Подобовець), поверхневий стік - від 41 мм (р. Ріка – смт Міжгір'я) до 153 мм (р. Пилипець – с. Пилипець).

Найбільша водність відзначена на правобережних притоках річок Студений та Репінка, найменша – на водотоках середньої частини території. На першому етапі досліджень передбачалося, що настільки широка зміна водності пов'язана з характером розподілу рідких опадів, тим більше що в роботі [161] відзначається зменшення опадів з віддаленням від основного гірського хребта (Полонина Боржава).

Для маловодних років така закономірність просторового розподілу сум опадів, як показує рис. 6.12, відсутня. Таким чином, значна розбіжність у величинах сумарного стоку на окремих водозборах не може бути пояснена різною зволоженістю атмосферними опадами.

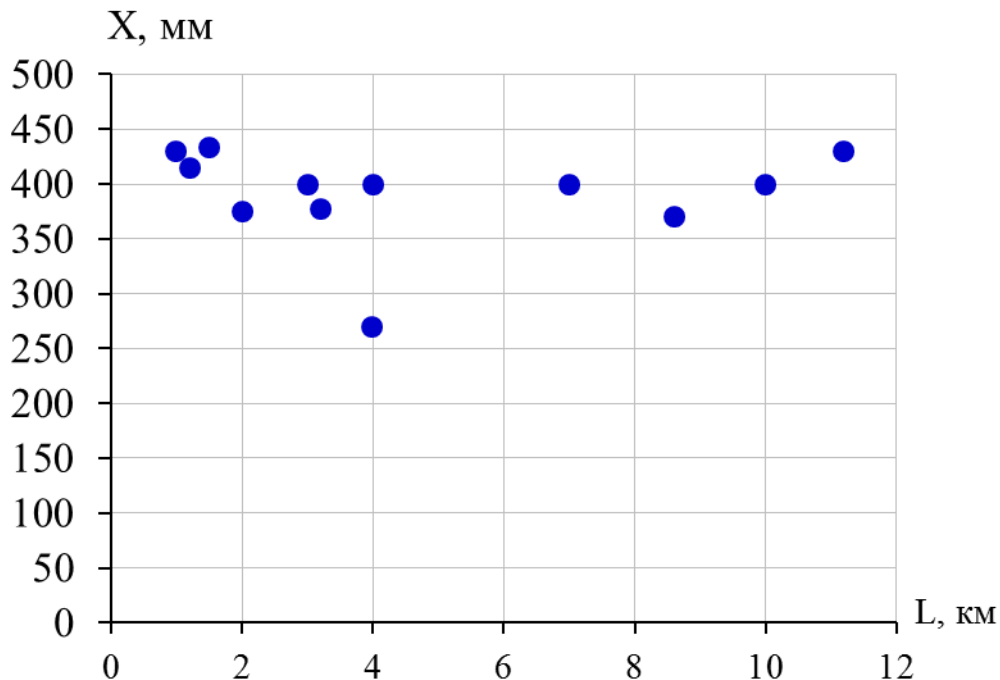


Рис. 6.12 – Зміна кількості опадів з віддаленням від Полонини Боржава

При аналізі підземного стоку зазвичай використовується його залежність від площі водозбору, при цьому передбачається, що в міру збільшення глибини врізання дрениються більш глибокі водоносні горизонти, при цьому величина підземного живлення збільшується. Для водозборів Закарпатської воднобалансової станції така закономірність також не простежується (рис. 6.13).

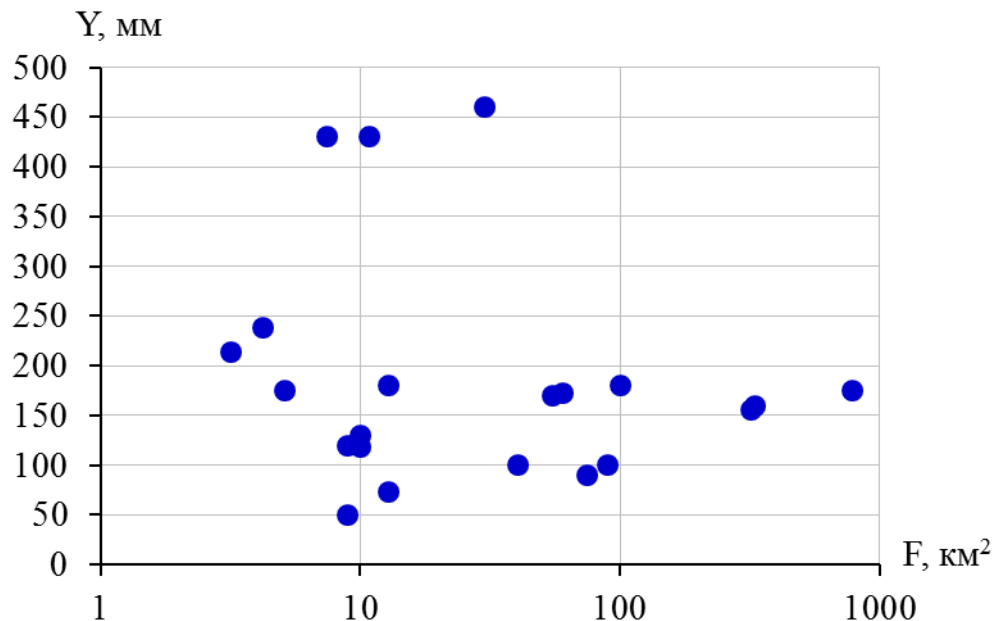


Рис. 6.13 – Зміна шару підземного стоку від площі водозборів (Закарпатської ВБС)

Як було показано вище, важливими факторами формування стоку є висота місцевості та ступінь залісеності водозборів. Між цими факторами є залежність, однак, на розглядуваній території, вона не є функціональною.

На залісених територіях більш потужний і пухкий ґрунтово-рослинний горизонт, який підвищує переведення поверхневої складової стоку у підземну. Крім того, для гірських територій ступінь залісеності водозборів одночасно враховує й висоту місцевості, оскільки з висотою місцевості для умов Карпат залісеність збільшується.

На рис. 6.14 та 6.15 показана залежність шару загального й підземного стоку від залісеності. На обох залежностях чітко простежуються дві гілки, на одній із яких шар загального стоку збільшується від 100 до 600 мм, а підземного – від 50 до 400 мм, при збільшенні залісеності від 10 до 35%.

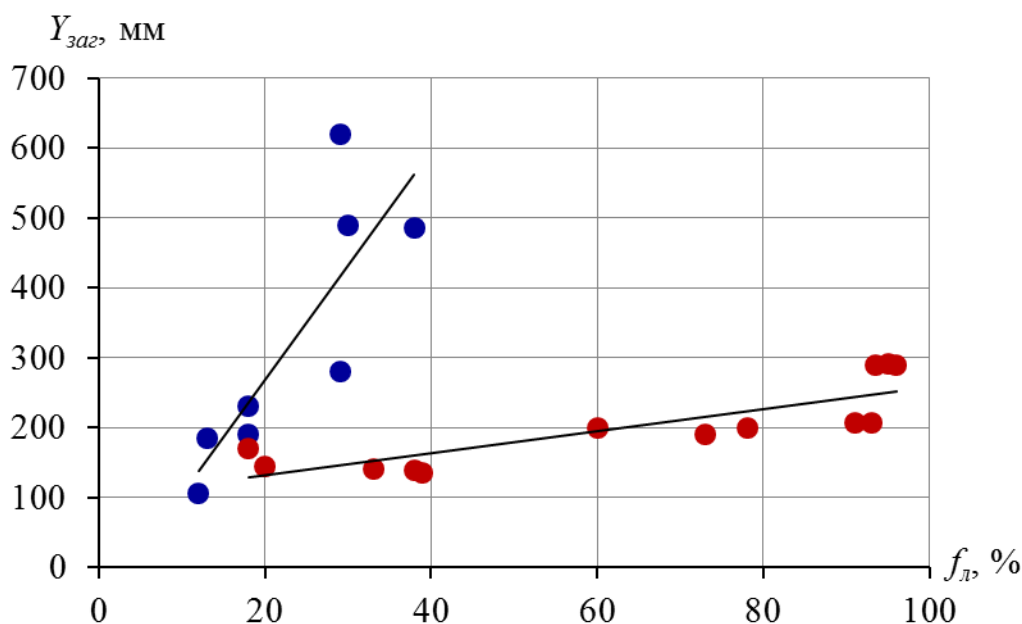


Рис. 6.14 – Залежність загального руслового стоку літнього періоду ($Y_{заг.}$) від залісеності водозборів ЗВБС

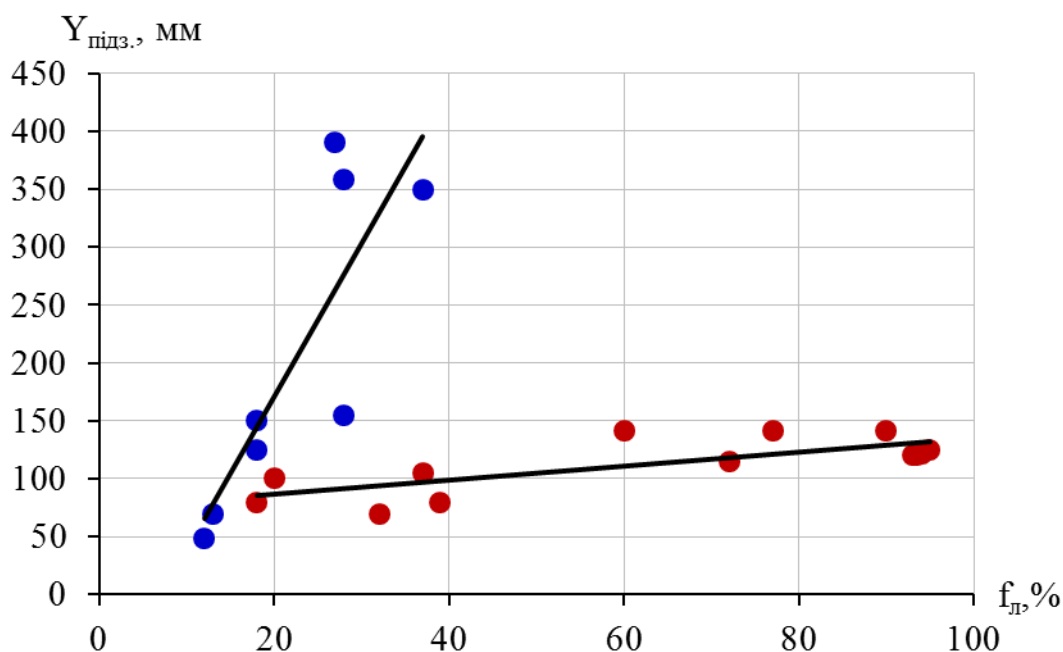


Рис. 6.15 – Залежність шару підземного стоку ($Y_{підз.}$) від залісеності водозборів ЗВБС

Друга гілка у полі графіка характеризується меншою інтенсивністю зростання водності зі збільшенням залісеності. Для загального стоку від 100 до 250 мм, а для підземного – від 50 до 150 мм.

Така ж тенденція зберігається для двох компонентів підземного стоку (рис. 6.16 - 6.17).

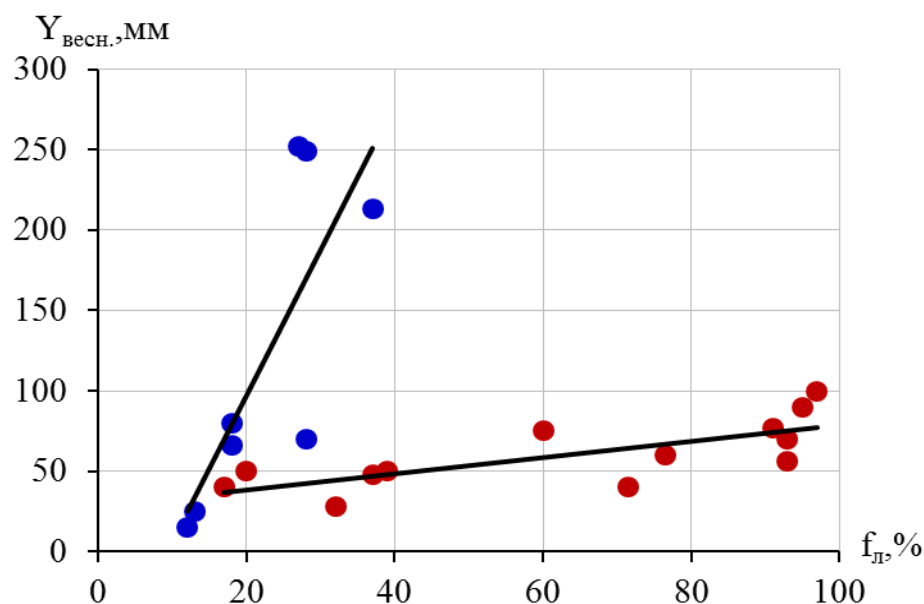


Рис. 6.16 – Залежність шару підземного стоку, сформованого за рахунок перерозподілу з весняного періоду ($Y_{веш.}$) від залісеності водозборів ЗВБС

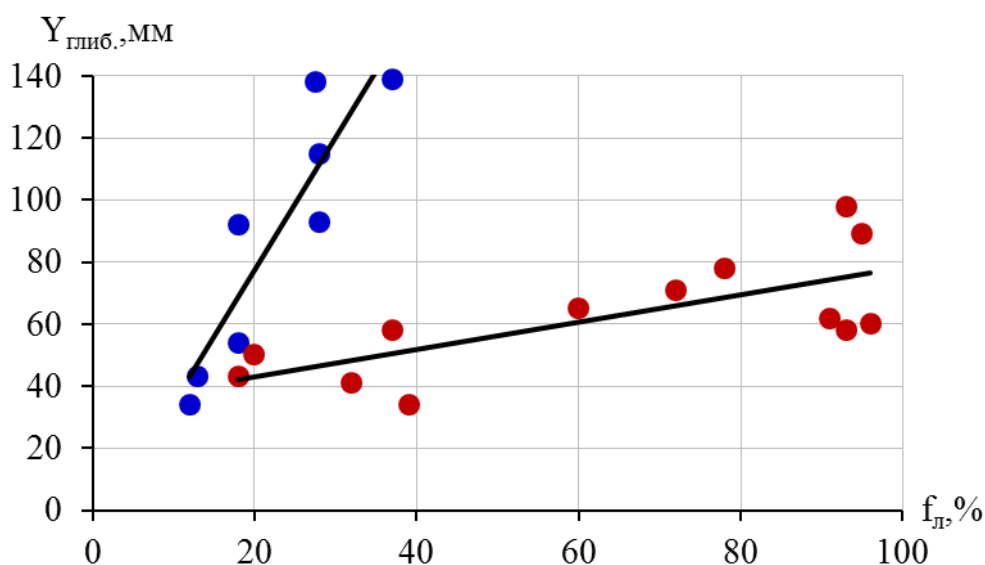


Рис. 6.17 – Залежність глибинної складової підземного стоку ($Y_{глиб.}$) від залісеності водозборів ЗВБС

Ліва гілка цих залежностей відноситься до водозборів річки Пилипець і струмка Плошанка, витoki яких знаходяться на схилах Полонини Боржава, що простягнулася у вигляді правого вододілу на всій території Закарпатської воднобалансової станції. Точки, які утворюють праву гілку, належать до водозборів лівобережної частини річок Ріка й Студений і, як правило, беруть свій початок на висотних відмітках 1200 – 1300 м.

Залежності поверхневої складової руслового стоку, яка формується опадами теплового періоду, від залісеності та середньої висоти водозборів для маловодних років не відмічено (рис. 6.18).

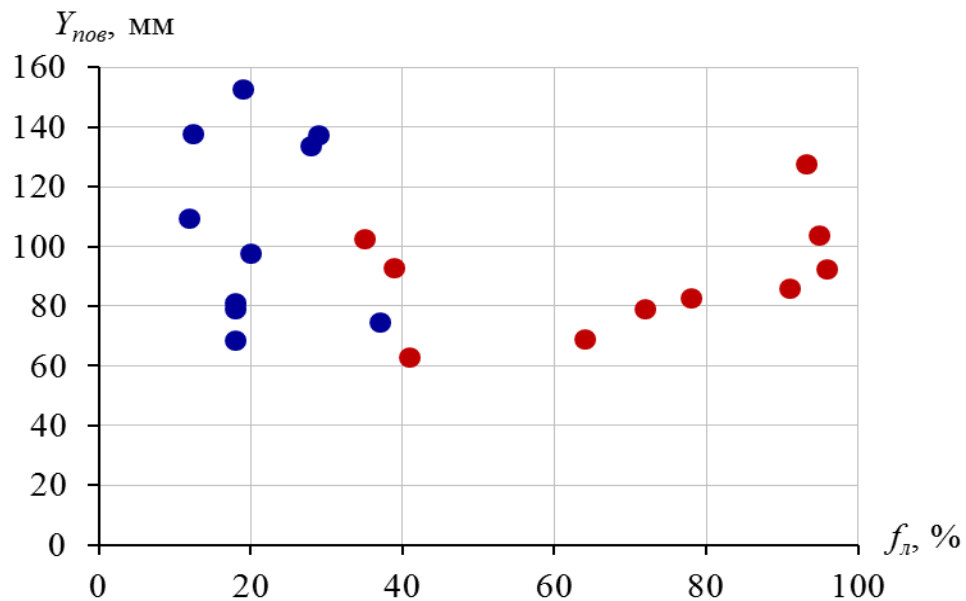


Рис. 6.18 – Залежність шару поверхневого стоку теплового періоду від залісеності водозборів ЗВБС

Проте, якщо розглянути окремі складові загального руслового стоку щодо їх залежності від середньої висоти водозборів, картина інша (рис. 6.19-6.23).

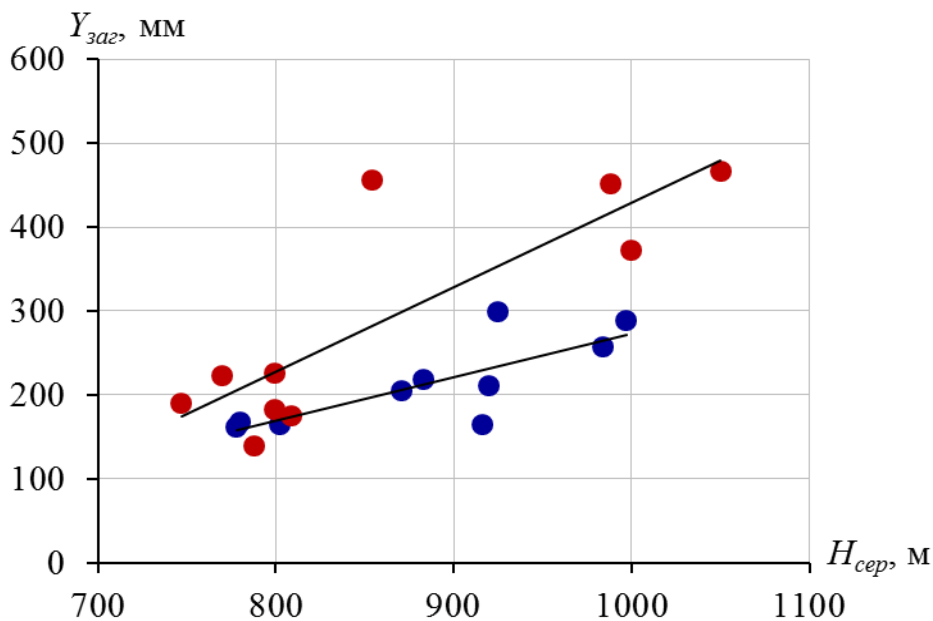


Рис. 6.19 – Залежність загального шару стоку теплового періоду від середньої висоти водозборів ЗВБС

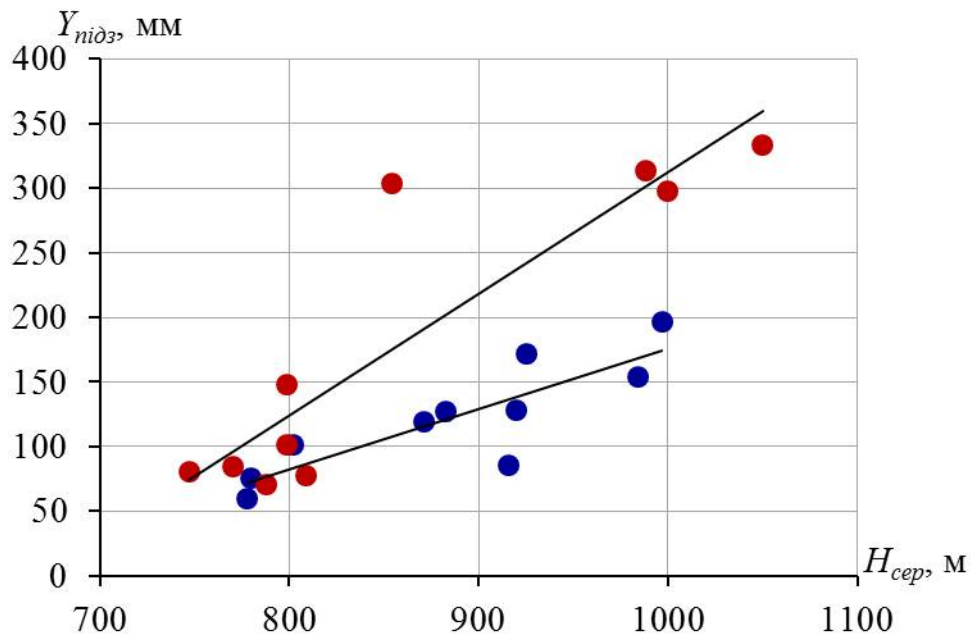


Рис. 6.20 – Залежність шару підземного живлення теплого періоду від середньої висоти водозборів ЗВБС

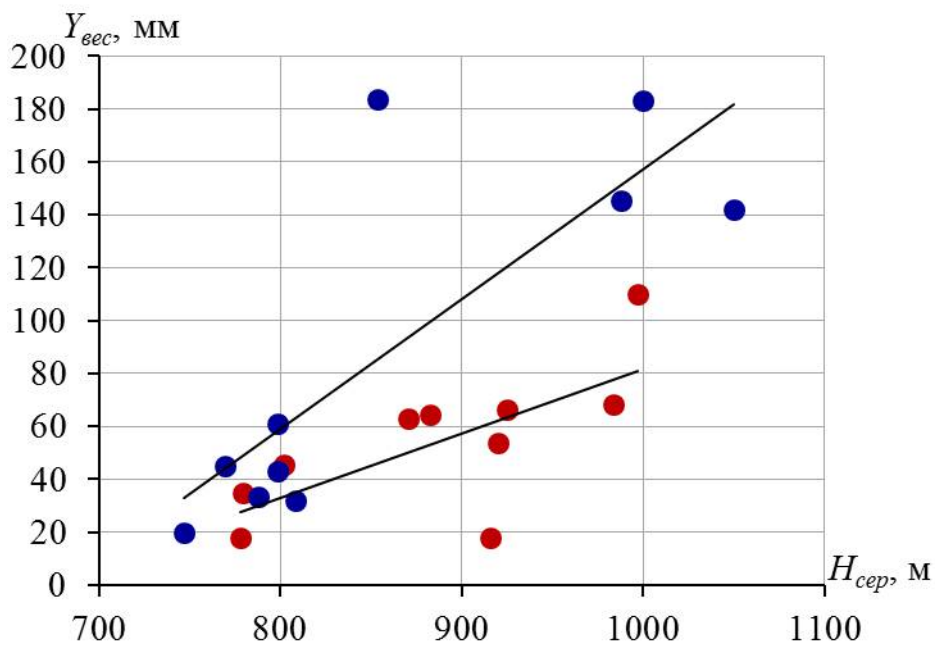


Рис. 6.21 – Залежність шару підземного живлення, перехідного з весняного періоду, від середньої висоти водозборів ЗВБС

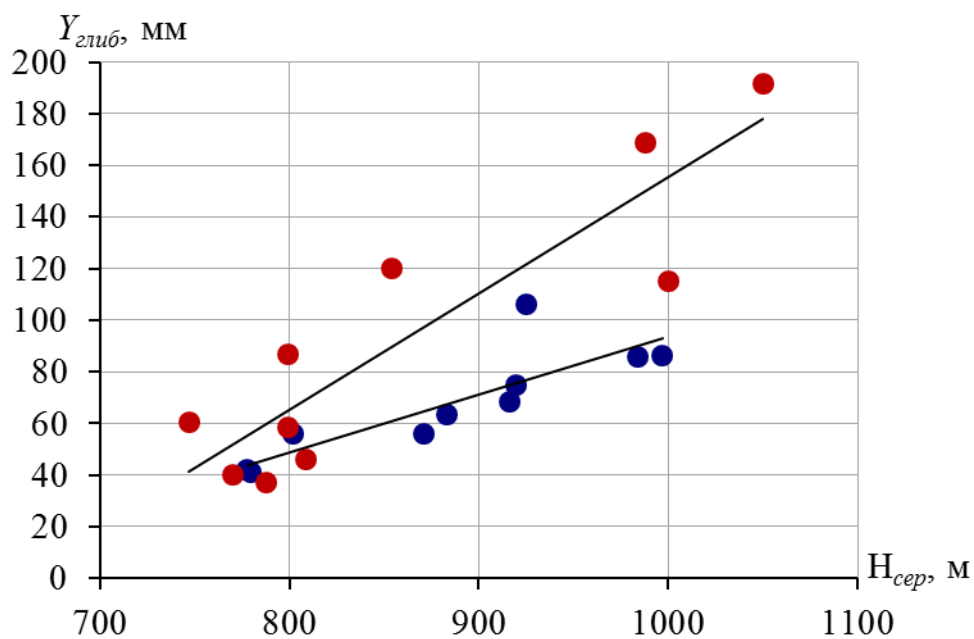


Рис. 6.22 – Залежність глибинної складової шару підземного живлення теплого періоду від середньої висоти водозборів

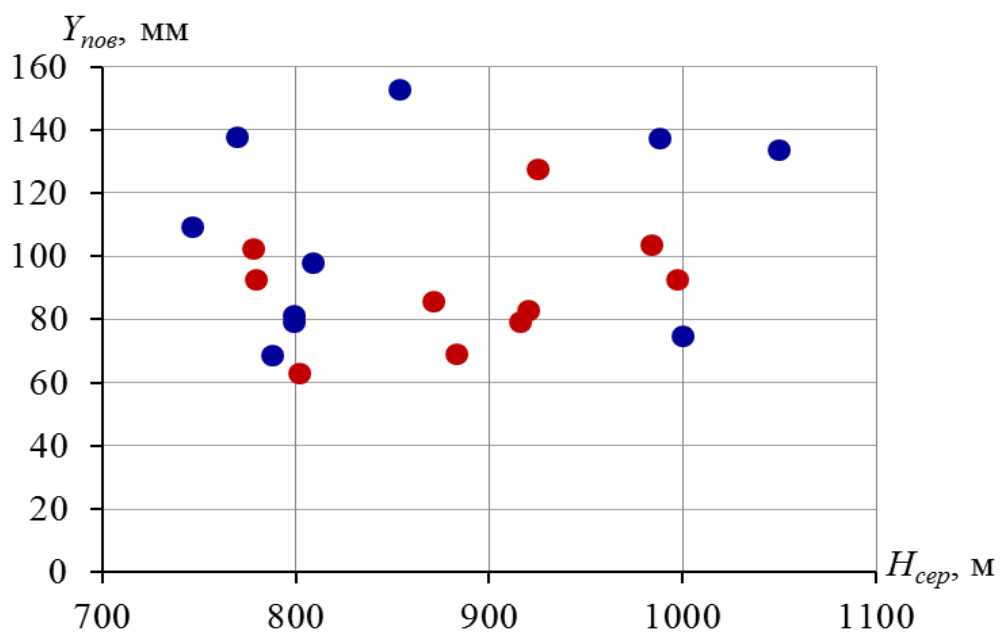


Рис. 6.23 – Залежність шару поверхневого стоку теплого періоду від середньої висоти водозборів

На рис. 6.24 наведено співвідношення між середньою висотою та залісеністю водозборів Закарпатської ВБС. Це співвідношення визначається також двома гілками, причому їх належність відповідає розподілу, визначеному на попередніх графіках.

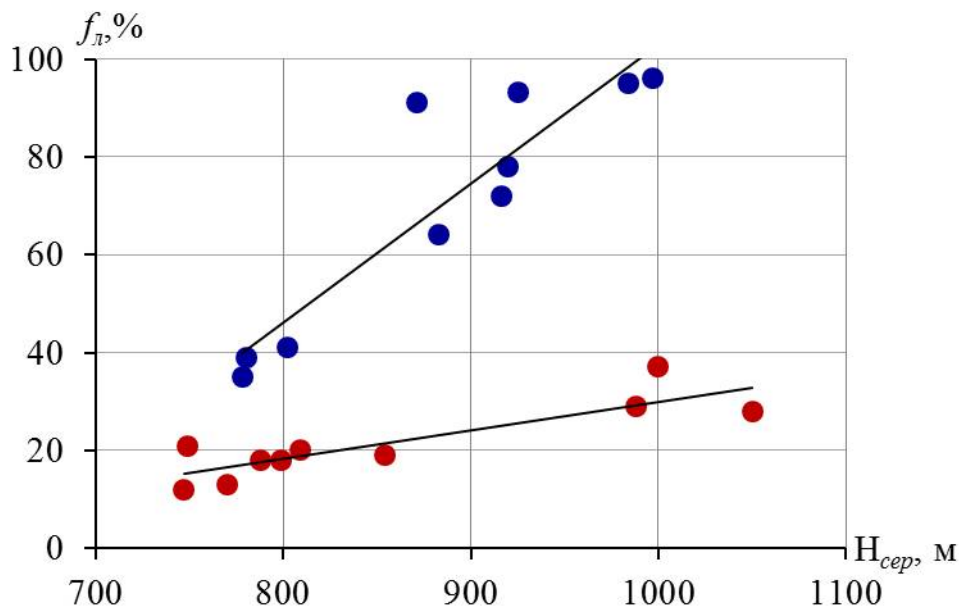


Рис. 6.24 – Співвідношення між середньою висотою та залісеністю водозборів ЗВБС

Відмітною рисою водозборів річок, що беруть початок на схилах Полонина Боржава, є їх верхня частина з відмітками, вищими за 1000 метрів. На нижніх ділянках водозборів ліс вирубаний і організовані пасовища, а залісненою залишається тільки середня частина схилу. Гірський хребет Полонина Боржава є перешкодою для повітряних мас, що несуть вологу з Атлантики. Тому основна маса опадів розвантажується на навітряній стороні. На Полонині сніг устанавлюється, як правило, у листопаді - грудні. У період зимових хуртовин тут відмічається активне хуртовинне перенесення із навітряної частини схилу на підвітряну.

У верхів'ях річок Пилипець і струмка Площанка сформувалися елементи альпіногенного ландшафту у вигляді карів, де щороку в результаті хуртовинної та лавинної діяльності формуються сніжники, танення яких закінчується в липні - серпні (рис. 6.25-6.26).

Інші водозбори залісені аж до вододільної лінії, відсутність лісу спостерігається тільки там, де його штучно знищили. Наявність лісу на найбільш високих позначках перешкоджає хуртовинному перенесенню й підвищеному накопиченню снігу в окремих місцях.



Рис. 6.25 – Витоки р. Пилипець (Липень 2006 р.)



Рис. 6.26 – Сніжники на Полонині Боржава (Липень 2006 р.)

РОЗДІЛ 7

АНАЛІТИЧНИЙ ОГЛЯД СУЧАСНОЇ НАУКОВОЇ ЛІТЕРАТУРИ В ГАЛУЗІ ДОСЛІДЖЕНЬ ГІДРОЛОГІЧНИХ ПОСУХ Й ІНДЕКСІВ ПОСУШЛИВОСТІ

Кліматичні умови України є сприятливими для утворення різних типів посух. Посуха – це комплексне природне явище, яке пов'язане з дефіцитом атмосферної та ґрунтової вологи, що формується, перш за все, в результаті певних, стійких за часом, атмосферних процесів. Для території країни частими є метеорологічні та сільськогосподарські (агрометеорологічні) посухи [150; 164; 165], які через несприятливий комплекс температурно-вологісних умов призводять до висушування ґрунту та надлишкової втрати води рослинами, що веде до вичерпання їх адаптаційних можливостей і в'янення, а в крайньому випадку – до загибелі.

Гідрологічні посухи характеризуються зменшенням кількості води, що надходить до річок та водойм, і зниженням їх рівня, а також зменшенням запасів ґрунтових вод. Гідрологічна посуха, звичайно, йде як вторинне явище, внаслідок метеорологічної та сільськогосподарської посух. При цьому її інтенсивність та просторове розповсюдження можуть бути більшими, ніж осередок метеорологічної посухи, через складну гідрологічну мережу, що поєднує різні регіони. Інтенсивність гідрологічної посухи визначається для річкових басейнів. Окрім дефіциту опадів, який визначається кліматичними коливаннями регіональної циркуляції атмосфери, до змін гідрологічних характеристик і виникнення гідрологічної посухи може призвести антропогенна діяльність, як-то: зміни у землекористуванні, вирубка лісів, будова дамб тощо. При цьому поява гідрологічної посухи навіть може не пов'язуватись з метеорологічною посухою.

У кожного типу посухи є певні граничні критерії, за межами яких вони стають небезпечними. Дослідження посух зазвичай виконуються з використанням даних про режим опадів, випаровуваність, дефіцит вологості повітря, температуру повітря, радіаційний баланс тощо. Оскільки окремі метеорологічні величини не можуть описати таке складне комплексне явище як посуха, використовуються різноманітні коефіцієнти або індекси посух, що враховують як правило, умови зволоженості та температурний режим протягом певних періодів часу.

Для оцінки гідрологічних посух потрібно використовувати такі індекси, які б враховували не тільки поточні умови зволоженості, але й попередні, на доволі тривалих проміжках часу, які б враховували наявність метеорологічних та сільськогосподарських посух. Такій умові відповідають стандартизований індекс опадів SPI, стандартизований індекс

опадів-евапотранспірації SPEI, а також індекс суворості посух Палмера (PDSI), світовий досвід застосування якого показав найліпші результати у визначенні посух на тривалих проміжках часу [166]. Розглянемо докладніше методику визначення перелічених індексів посух, що показали свою надійність і мають широке застосування у світовій практиці.

7.1 Індекс Палмера

У 1965 р. в США В. Палмер запропонував індекс для визначення метеорологічних умов, що відповідають аномально сухим або аномально вологим періодам на тривалих проміжках часу [167]. Для обчислення індексу Палмера використовується спрощене рівняння водного балансу, основними параметрами якого є дані про температуру повітря і кількість опадів, а також постійні параметри, що характеризують вологоємність ґрунту.

Надамо коротку характеристику методики розрахунку індексу Палмера, описану в дослідженнях [167-169]. Обчислення індексу проводиться в два етапи. Спочатку визначається значення індексу аномальності зволоженості Z (moisture anomaly index), який вимірює аномалію вологи поверхні ґрунту для поточного місяця без врахування попередніх умов. Z -індекс може характеризувати агрометеорологічну посуху, оскільки швидко реагує на зміну вологості ґрунту

$$Z = dk, \quad (7.1)$$

де d - аномалія вологозабезпеченості;

k - деякий коефіцієнт, пов'язаний з кліматичними значеннями водно-балансових параметрів.

Параметр d розраховується як різниця між фактичною кількістю опадів (P) і потенційно необхідною кількістю опадів ($\hat{P}$), що потрібна для підтримки нормальної вологості ґрунту в природних умовах

$$d = P - \hat{P}. \quad (7.2)$$

Розрахунок $\hat{P}$ здійснюється за спрощеним аналогом рівняння водного балансу, що описує потенційні для умов даного місяця надходження-витрати вологи в ґрунті

$$\hat{P} = ET + R + RQ - L, \quad (7.3)$$

де L – втрати ґрунтової вологи;
 ET – евапотранспірація;
 R – чистий приплив вологи в ґрунті;
 RQ – стік вологи.

Палмер використав двошарову модель для обчислення вологості ґрунту, при цьому були введені деякі припущення щодо властивостей ґрунту утримувати воду та передавати її між шарами (на основі обмежених даних для центральної частини США). До того ж, обрані два шари ґрунту, не завжди можуть точно відповідати конкретній місцевості [167; 168; 170].

Коефіцієнт k розраховується як кліматична характеристика за відповідними кліматичними значеннями вхідних параметрів для кожного місяця:

$$k = \frac{(\overline{PE} + \overline{R})}{(\overline{P} + \overline{L})}, \quad (7.4)$$

де $\overline{PE}$ - осереднена потенційна евапотранспірація;
 $\overline{P}$ - осереднена кількість опадів;
 $\overline{L}$ - осереднений відтік ґрунтової вологи;
 $\overline{R}$ - осереднене відновлення ґрунтової вологи.

Значення k оцінюється за даними багаторічних спостережень складових водного балансу в досліджуваному районі з використанням емпіричної константи, визначеної Палмером на основі аналізу даних спостережень в дев'яти пунктах на території США.

Поточне значення індексу Палмера розраховується як зважена сума значення індексу на попередньому часовому інтервалі ($i-1$) і поточного значення індексу аномальності зволоженості Z [167]:

$$X_i = 0,897X_{i-1} + (1/3)Z_i, \quad (7.5)$$

де X – індекс суворості посухи Палмера, PDSI (Palmer Drought Severity Index);

i – номер місяця.

Чисельні значення констант в (7.5) були визначені за даними спостережень на двох північноамериканських станціях і відбивають чутливість індексу Палмера до випадіння опадів.

Для інтерпретації значень індексу суворості посухи (PDSI) Палмер виділив 11 градацій (табл. 7.1).

При цьому він довільно вибрав масштаб класифікації режимів вологості, оснований на його оригінальних спостереженнях в областях дослідження в центральному Канзасі і Західній Айові. Зазвичай, PDSI змінюється від -6,0 до +6,0.

Таблиця 7.1 - Типізація умов зволоженості та посушливості за індексом Палмера

Інтервал індексу PDSI	Умови зволоженості
4,00 або більше	Надзвичайно вологий період
від 3,00 до 3,99	Дуже вологий період
від 2,00 до 2,99	Помірно вологий період
від 1,00 до 1,99	Слабко вологий період
від 0,50 до 0,99	Початок вологого періоду
від 0,49 до -0,49	Близько норми
від -0,50 до -0,99	Початок сухого періоду
від -1,00 до -1,99	М'яка посуха
від -2,00 до -2,99	Помірна посуха
від -3,00 до -3,99	Сильна посуха
-4,00 або менше	Екстремальна посуха

Індекс Палмера є популярним в США завдяки таким позитивним характеристикам [168; 170]: а) він забезпечує вимір аномальності недавньої погоди для регіону; б) забезпечує можливість зіставити поточні умови з історичними; в) забезпечує представлення просторово-часового розподілу історичних посух. Декілька штатів, у тому числі й Нью-Йорк, Колорадо, Айдахо і Юта, використовують індекс Палмера як частину системи моніторингу посух. Індекс Палмера обчислюється щомісячно для кожного кліматичного поясу в Сполучених Штатах і вноситься до архіву з 1895 р., який зберігається в Національному Кліматичному Центрі Даних (NCDC). Крім того, щотижневі значення PDSI обчислюються протягом кожного вегетаційного сезону і доступні в щотижневику „Weekly Weather and Crop Bulletin”. Карти щотижневого індексу Палмера від Центру Передбачення Клімату (CPC) також доступні на веб-сайті CPC (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>).

Поряд з відомими перевагами індексу Палмера, є певні недоліки, на які звертали увагу багато дослідників, і які дозволяють використовувати цей параметр з суттєвим обмеженням. Висвітлення цієї проблеми найбільш повно узагальнено в роботі [170], з якої й наведемо основні зауваження.

1. Реальні та потенційні значення складових водного балансу (7.3) обчислюються за допомогою спрощеної схеми вологопереносу в ґрунті, з визначенням емпіричних коефіцієнтів, які враховують осереднені показники складових водного балансу для даної місцевості. В оригінальному дослідженні В. Палмера [167] для розрахунку потенційної евапотранспірації використовувався метод С. Торнтвейта [171; 172]. Враховуючи визначення *PET* за Г. Пенманом [173], він визначає, що випаровуваність вологи з верхнього шару ґрунту відбувається з потенційною швидкістю, доки уся доступна волога в цьому шарі не буде

вичерпана. І тільки потім може видаляться волога з нижнього шару ґрунту. Слід зазначити, що таке припущення є лише грубим наближенням навіть для оголеної поверхні ґрунту, не враховуючи наявності рослинності [168; 174].

Метод Торнтвейта для оцінки потенційної евапотранспірації базується лише на температурі повітря (враховуючи 12-годинну тривалість світового дня та 30-денну тривалість календарного місяця):

$$PET = 1,6 \left(\frac{10T_a}{I} \right)^a, \quad (7.6)$$

де T_a – середньомісячна температура повітря;

I – індекс тепла, який визначається за формулою

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_{ai}}{5} \right)^{1,514}, \quad (7.7)$$

де температура повітря T_a сумується за дванадцятимісячний період;

$$a = 0,49239 + 0,01792 \cdot I - 0,0000771 \cdot I^2 + 0,000000675 \cdot I^3. \quad (7.8)$$

В моделі Палмера також не враховуються інші фактори, такі як відносна вологість повітря, швидкість вітру, зміна кількості сонячної радіації (через зміну хмарності або концентрації аерозолів), хоча ефект сонячного випромінювання враховується неявно через температуру поверхні ґрунту. В подальшому удосконаленні індексу Палмера визначення потенційної евапотранспірації було замінено емпіричними способами оцінки для поліпшення врахування фізичних механізмів, що впливають на випаровуваність.

На сьогодні перспективним вважається використання методу автоматичного локального калібрування індексу, що передбачає перехід до обчислення змінних коефіцієнтів рівняння водного балансу відповідно до кліматичних особливостей місцевості, для якої ведеться розрахунок. Цей метод викладений в роботі Н. Велеса та ін. [169], де описано алгоритм заміни емпірично отриманих кліматичних характеристик (коефіцієнт k в формулі (7.1)) і факторів тривалості (константи 0,897 та 1/3 в формулі (7.5)) величинами, що обчислюються автоматично на основі кліматичних даних місцевості. Аналіз часових рядів локально каліброваного індексу Палмера (self-calibrating PDSI або sc-PDSI) показав кращу узгодженість з загальними та екстремальними умовами зволоженості і посухи на території США, ніж простий індекс PDSI.

2. Значення, що кількісно визначають інтенсивність посухи і попереджують про початок/кінець посухи або вологого періоду, були довільно вибрані Палмером при вивченні умов центрального Канзасу і Західної Айови.

3. Індекс Палмера є чутливим стосовно доступної вологоємності ґрунту. Тому застосування індексу може бути досить загальним для різних кліматичних зон.

4. В моделі Палмера всі опади вважаються рідкими, наявність снігу, снігового покриву і замерзлого ґрунту не враховується. Тобто, значення PDSI можуть бути некоректними в зимовий і весняний періоди в регіонах, де є сніг.

5. В моделі не закладено природну затримку між тим, коли випадають опади, і коли відбувається результуючий стік. Крім того, не враховується здатність поверхні ґрунту і підповерхневих шарів заповнюватися водою, що призводить до недооцінки стоку.

Хоча індекс посушливості Палмера був розроблений для умов території США, проведені об'єктивні оцінки глобально розрахованого індексу показали задовільну узгодженість з агрометеорологічними та гідрологічними показниками в різних районах Земної кулі. В роботах Даї та ін. [168; 174] наведені результати дослідження зв'язку індексу Палмера з вологовмістом ґрунту в метровому шарі, отримані за даними спостережень. В середньому, по регіонах на різних континентах (США, Монголія, Китай, частини Східної Європи, в тому числі й України) коефіцієнт кореляції (r) між PDSI та вологовмістом ґрунту коливається в межах 0,5-0,7, з найбільш сильним зв'язком в літні та осінні місяці, і більш слабким – навесні. В зазначених дослідженнях також показано, що кореляційний зв'язок PDSI з даними про вологість ґрунту вищий, ніж з даними про опади, тобто індекс Палмера краще відбиває умови стану зволоженості поверхні ґрунту, ніж режим опадів, очевидно, через кумулятивний ефект методики розрахунку. Ця властивість індексу Палмера є більш корисною для дослідження агрометеорологічних та гідрологічних посух, які визначаються як режимом опадів, так й зволоженістю ґрунту, ніж атмосферних посух, які залежать переважно від характеру атмосферної циркуляції та режиму опадів.

Через деякі обмеження індекс Палмера не набув розповсюдженості у вивченні посух на території Східної Європи, зокрема, на території України. Так, аналіз динаміки посух на ЄТР з 1936 по 2010 роки, проведений в роботі [175] за допомогою індексу PDSI, показав, що найбільш поширені та інтенсивні весняні і літні посухи спостерігалися в 1936, 1939, 1972, 1975, 2002 та 2010 рр. Дослідження повторюваності посух на території України за період 1943-2002 рр., виконане в [176], показало, що в період 1973–2002 рр., який характеризувався глобальним потеплінням, кількість посушливих місяців зменшилася на сході та півночі країни і збільшилася в

інших областях порівняно з періодом відносного похолодання в 1943-1972 рр. При цьому на півдні та заході країни відбувалося збільшення тривалості посух, а в деяких областях і їх інтенсивності. Аналіз сильних весняно-літніх посух, виконаний за допомогою індексу Палмера в роботі [177], виявив, що в період 1991-2010 рр. порівняно з 1953-1990 рр. частота посух в травні та червні збільшилася в середньому в 2-2,5 рази в південних, південно-західних, в частині східних та центральних областей та майже не змінилася на решті території України.

7.2 Стандартизовані індекси опадів SPI та SPEI

Стандартизований індекс опадів SPI (the Standardized Precipitation index) широко використовується в зарубіжних дослідженнях і базується на оцінці режиму опадів в певні проміжки часу. Індекс SPI, рекомендований ВМО для моніторингу посух [178], був запропонований в роботі Маккі Т.Б. та ін. [179] і ґрунтується на використанні часових рядів місячних сум опадів. Набір даних по опадах береться для безперервного періоду, тривалість якого повинна бути не менш ніж 30 років. Набір періодів для усереднювання обирається для деяких масштабів часу, які, в залежності від розв'язуваної задачі звичайно складають 1, 3, 6, 12, 24 або 48 місяців. Це довільно обрані масштаби, але вони є типовими для формування дефіциту опадів і його впливу на водоймища і вологовміст ґрунту. До деяких даних застосовується функція гама-розподілу для визначення взаємозв'язку ймовірності та опадів. Як тільки такий взаємозв'язок, встановлений з історичних записів обчислюється, ймовірність будь-яких спостережуваних опадів в пункті, яка використовується разом з оцінкою оберненого нормального розподілу, обчисленого як відхилення опадів від щільності нормального розподілу з середнім нульовим значенням стандартного середньоквадратичного відхилення

$$SPI = F^{-1}G(R), \quad (7.9)$$

де G – інтегральна функція гама-розподілу;

R – кількість опадів;

F – нормований гаусів розподіл.

Обчислені додатні значення SPI вказують на більшу, ніж в середньому, кількість опадів, від'ємні значення – навпаки. Часовий крок (масштаб часу) в один місяць (SPI1) означає, що для розрахунку використовуються дані по опадах лише за один місяць, тому часовий розподіл SPI1 має схожість з розподілом місячних сум опадів та є

корисним для оцінки атмосферних посух. Для розрахунку SPI3 використовуються дані по опадах за три місяці – поточний і два попередніх. Тобто, SPI3 показує короткострокові і середньострокові умови зволоженості і забезпечує сезонну оцінку опадів. Тому цей часовий масштаб широко використовується для виявлення агрометеорологічної посухи. Часовий масштаб SPI12 і вище визначає загальні умови зволоженості протягом року і використовується для виділення тривалих сухих і вологих періодів, характерних для опису гідрологічних посух [180].

Як зазначається в [179], опади, що використовуються для обчислення SPI, можуть бути взяті для обчислення дефіциту опадів (або відсотка від середньої кількості) в поточний період. Індекс SPI може бути також обчислений для інших водних змінних, таких як сніговий покрив, вологоємність ґрунту, ґрунтові води.

Епізод посухи для певного масштабу часу визначається як період, в якому SPI є безперервно від'ємним і досягає значення -1,0 або менше. Посуха починається, коли SPI вперше зменшується нижче за нуль і закінчується з додатним значенням SPI, наступним за значенням -1,0 або менше. Інтенсивність посухи або вологого періоду визначається за значеннями SPI відповідно до категорій, вказаних в табл. 7.2.

Таблиця 7.2 - Критерії для інтерпретації індексів SPI, SPEI

Значення SPI, SPEI	Категорія
$\geq 2,00$	Екстремально вологий період
1,50 – 1,99	Дуже вологий період
1,00 – 1,49	Помірно вологий період
0,00 – 0,99	Зволоження близьке до норми
-0,99 – 0,00	М'яка посуха
-1,49 – -1,00	Помірна посуха
-1,99 – -1,50	Сильна посуха
$\leq -2,00$	Екстремальна посуха

Існуючі оцінки просторово-часового розподілу стандартизованого індексу опадів SPI для території України показали, що в період 1980-2009 рр. спостерігалася тенденція до збільшення кількості посух порівняно з періодом 1950-1979 рр., а максимум повторюваності посух спостерігався в Миколаївській, Херсонській, Одеській і Вінницькій областях [181].

Методика розрахунку і застосування SPI передбачає прийняття, принаймні, двох припущень. По-перше, мінливість опадів вважається значно більшою, ніж інших величин (наприклад, температури або евапотранспірації), які впливають на утворення посухи.

По-друге, інші величини – стаціонарні, тобто не мають часового тренда. Оскільки посуху, як комплексне явище, формує не лише режим

опадів, але й температурний режим, врахування цього чинника повинно істотно підвищити якість такого індексу, як SPI. Ця задача була вирішена в роботах Вісенте-Серрано С.М. та ін. [182; 183] шляхом врахування випаровуваності за допомогою показника евапотранспірації. Запропонований стандартизований індекс опадів-евапотранспірації SPEI (the Standardized Precipitation Evapotranspiration index) розраховується за процедурою, аналогічною обчисленню SPI. Проте, замість опадів для обчислення SPEI використовуються різниці (D) місячних сум опадів (R) і потенційної евапотранспірації (PET):

$$D_i = R_i - PET_i, \quad (7.10)$$

де i – порядковий номер розрахункового місяця.

Цей вираз буває в спрощеному вигляді схему водного балансу вертикального стовпа ґрунту від його поверхні до глибини, де припиняється вологообмін [182]. Хоча вираз (7.10) не враховує вологообмін поверхні ґрунту з нижче розташованими шарами, він виявився задовільним для врахування впливу температурного режиму на сумарну зволоженість.

Для визначення PET розробники індексу SPEI скористалися вже згадуваним методом Торнтвейта [171], що зробило новий індекс майже таким же чутливим до вмісту вологи у ґрунті, як і індекс Палмера [183; 184].

Процедура розрахунку SPEI включає перетворення часових рядів D з використанням трипараметричного лог-логістичного ймовірнісного розподілу, де досліджувана змінна x знаходиться в діапазоні ($\gamma > x < \infty$), а γ є параметром початкового розподілу.

Для моделювання значень D на різних часових масштабах використовують ймовірнісну функцію щільності трипараметричного лог-логістичного розподілу

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta} \left(1 + \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta} \right)^{-2}, \quad (7.11)$$

де α , β та γ – відповідно параметри масштабу, форми та походження для D , яке належить до інтервалу $\gamma > D < \infty$.

Лог-логістичний розподіл застосовується для стандартизації рядів D на всіх часових масштабах у вигляді функції

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^\beta \right]^{-1}. \quad (7.12)$$

Значення $F(x)$ трансформуються до нормованих величин за допомогою такої апроксимації

$$SPEI = W - \frac{c_0 + c_1 W + c_2 W^2}{1 + d_1 + d_2 W^2 + d_3 W^3}, \quad (7.13)$$

де $c_0, c_1, c_2, d_1, d_2, d_3$ – константи ($c_0 = 2,515517, c_1 = 0,802853, c_2 = 0,010328, d_1 = 1,432788, d_2 = 0,189269, d_3 = 0,001308$);

W – ймовірно-зважені моменти,

$$W = \sqrt{-2 \ln(P)}, \text{ при } P \leq 0,5, \quad (7.14)$$

де $P = 1 - F(x)$.

Значення індексу SPEI, як і SPI, стандартизуються для можливості порівняння з іншими величинами в різних географічних пунктах і на різних проміжках часу. Критерії для визначення посушливих або вологих умов також представлені в табл. 7.2.

У виконаних для території України дослідженнях посух із застосуванням індексу SPEI показано, що протягом другої половини ХХ століття і на початку поточного століття найбільша кількість посух спостерігалася в останні тридцять років (1981-2010 рр.), при цьому осередок максимальної повторюваності інтенсивних засух розташовувався в південних і південно-західних областях - Чернівецькій, Одеській і Миколаївській [185].

Як вже згадувалося вище, стандартизовані індекси опадів, зокрема SPEI, знайшли широке застосування також для виявлення гідрологічних посух та визначення зв'язку між посушливими періодами та параметрами гідрологічного стоку. Так, для українських річок в роботі [186] знайдені статистично значущі залежності в осінні місяці та в грудні на річках Північного Причорномор'я (Савранка та Тілігул) між середніми місячними і добовими витратами води та місячними значеннями індексу SPEI. В дослідженні [187] для масштабів часу 12 та 24 місяці показано, що періодам з мінімальним середнім річним стоком на р. Південний Буг відповідали періоди найбільш тривалих та інтенсивних посух, визначених за індексом SPEI. В аналізі статистичного зв'язку між індексом SPEI на масштабах від 1 до 48 місяців та деякими гідрологічними показниками р. Південний Буг виявлені масштаби найтіснішого кореляційного зв'язку,

які дозволяють використовувати індекс посушливості при моделюванні [188-190]. Так, для річного стоку максимальні показники коефіцієнта кореляції (r) спостерігаються для SPEI на масштабах 23-24 місяці, а також 48 місяців ($r = 0,71$). Для фаз весняного водопілля найбільш тісний зв'язок відзначається на масштабі 3-4 місяці. Для стоку літньо-осінньої межени значущі та малозмінні коефіцієнти кореляції ($r = 0,55-0,65$) спостерігаються на масштабах від 3 до 48 місяців. Для стоку зимової межени коефіцієнти кореляції найнижчі ($r = 0,44-0,45$), а взаємозв'язок стає значущим на масштабах 9-12 місяців.

РОЗДІЛ 8

КЛІМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ Й ПРОГНОСТИЧНИЙ РОЗПОДІЛ ПОСУХ В ГІРСЬКИХ РЕГІОНАХ УКРАЇНИ

8.1 Принципи сучасного кліматичного моделювання

Оцінка просторово-часового розподілу посух в майбутньому може здійснюватись на основі даних кліматичного моделювання Всесвітньої програми досліджень клімату. До 2014 року напрями досліджень проєкцій змін клімату визначалися основними чотирма сюжетними лініями СДСВ (Спеціальна доповідь про сценарії викидів, [191]), в рамках яких розглядається низка можливих змін чисельності населення і економічної активності на протязі XXI століття [192]). Сценарії слугували також засобом для аналізу тих чинників, які можуть впливати на показники майбутніх викидів, а також для оцінки пов'язаних з ними невизначеностей. Кожна сюжетна лінія представляє різні демографічні, соціальні, економічні, технологічні й екологічні події та охоплює широкий перелік основних чинників, що визначають викиди парникових газів (ПГ) та сірки. Всі сценарії, засновані на одній сюжетній лінії, утворюють сценарну „сім'ю”. В рамках окремої сценарної „сім'ї” були розроблені два основних види сценаріїв: 1) з погодженими припущеннями щодо глобального населення, економічного зростання і кінцевого використання енергії; 2) з альтернативним кількісним визначенням сюжетної лінії [192; 193]. В сценаріях A1 і B1 передбачається, що в світовій економіці домінуватиме глобальна торгівля і об'єднання, причому в сценарії A1 очікується найбільш швидкий зріст економіки на душу населення, в B1 – дещо повільніший. Сценарії B2 та A2 описують світ із постійно зростаючим населенням до 2100 року. В сценарії A2 [194] економіка та управління регіонально орієнтовані, з найменшим приростом на душу населення, розвиток технологій - найповільніший. В сценарії B2 економіка характеризується проміжним зростанням з підкресленими локальними рішеннями в економічній, соціальній та екологічній сферах. Технології мають більш швидкий розвиток, ніж в сценарії A2, але більш повільні і різноманітні, ніж в сценаріях A1, B1. Всі сценарії передбачають скорочення відмінностей в рівні доходів між різними регіонами, причому технологія буде такою ж важливою рушійною силою, як і демографія.

Прогнозована середня зміна глобальної температури за період 2090-2099 років (відносно періоду 1980-1999 рр.), згідно сценаріїв СДСВ, коливається від 1,8°C для сценарію B1 (ймовірний діапазон найкращої оцінки від 1,1 до 2,9°C) до 4,0°C для сценарію A1FI (ймовірний діапазон найкращої оцінки від 2,4 до 6,4°C). Очікується, що потепління буде найсильнішим над сушею в більшій частині високих широт північної

півкулі, а найменш сильним - над Південним океаном і північними районами Атлантичного океану [192].

Стосовно розповсюдженості посушливих явищ у майбутньому, численні дослідження з використанням сценаріїв СДСВ дали такі оцінки. Глобальні тренди температури та опадів свідчать про загальне збільшення посушливості клімату протягом ХХІ століття, хоча в регіональному плані присутні різні кліматичні варіації. Так, збільшення частоти посушливих днів прогнозується за сценаріями А2 та А1В, але майже не змінюється за сценарієм В1 [195; 196]. Частка земної поверхні, що буде охоплена екстремальною посухою, зростатиме від сучасних < 30% до 50% у 2100 році за сценарієм А2. В майбутньому очікується посилення посух в Центральній Європі, центральних районах США та Мексиці, в південній Африці, на північному сході Бразилії [197]. За розрахунками Даі та ін. [168; 198], які використовували осереднені за десятиріччями sc-PDSI, до 2090-х років передбачається зростання посушливості в південній частині Європи, в більшості регіонів Африки, Північної Америки, Австралії, а також в південно-східній Азії. Аналіз SPI (на масштабі 3 та 12 місяців) передбачає інтенсифікацію посушливих умов в Центральній і Східній Європі у літньо-осінній період, та майже незмінні умови в зимовий та весняний сезони протягом ХХІ століття. Очікується збільшення тривалості сухих періодів та частоти дуже посушливих років [199; 200]. Завдяки зміщенню на північ кліматичних зон в умовах регіонального потепління, в Центральній та Східній Європі очікується встановлення клімату, схожого на Середземноморський у теперішній час, негативними наслідками якого буде збільшення мінливості та інтенсивності літніх (конвективних) опадів, швидкої втрати вологи ґрунту навесні через сильний прогрів повітря та зменшення стоку річок під час весняного водопілля [201-204].

В 2014 році світовій спільноті були представлені матеріали П'ятої фази Проекту порівняння спільних моделей (ППСМ5) Всесвітньої програми досліджень клімату, в якій використовується новий набір сценаріїв, а саме – Репрезентативні траєкторії концентрацій (РТК). Зробимо короткий огляд оцінки фізичних аспектів зміни клімату на основі П'ятої оціночної доповіді Міжурядової групи експертів по зміні клімату (МГЕЗК) [205]. Проекції змін у всіх компонентах кліматичної системи ґрунтуються на результатах модельних імітацій з використанням нового набору сценаріїв РТК, основаних на концентраціях вуглецю в атмосфері, на відміну від сценаріїв викидів, що використовувалися в Четвертій оціночній доповіді [192]. Прогнозована зміна клімату за сценаріями РТК є схожою з прогнозом за сценаріями викидів як за характером, так й величиною, з врахуванням відмінностей між сценаріями.

РТК визначаються приблизною сумарною величиною радіаційної дії (РД) в 2100 році в порівнянні з 1750 роком, яка дорівнює відповідно:

– 2,6 Вт·м⁻² для РТК2.6;

- 4,5 Вт·м⁻² для РТК4.5;
- 6,0 Вт·м⁻² для РТК6.0;
- 8,5 Вт·м⁻² для РТК8.5.

Радіаційна дія є мірою результуючої зміни енергетичного балансу системи Земля як реакції на деяке зовнішнє збурення, при цьому додатня РД веде до потепління, а від’ємна РД – до похолодання. Концепція РД є корисною для порівняння дії на середню глобальну температуру більшості окремих чинників, що впливають на радіаційний баланс Землі. РД має розмірність Вт·м⁻² і, як в попередніх оцінках МГЕЗК, відповідає зміні результуючого низхідного потоку (короткохвильовий + довгохвильовий) в тропопаузі після того, як стратосферні температури зможуть знов відновити радіаційну рівновагу, при цьому інші змінні стани, такі як температура тропосфери, водяна пара і хмарний покрив, залишаються зафіксованими на рівні їх незбурених значень.

З чотирьох нових сценаріїв один передбачає скорочення викидів з вельми низьким рівнем дії (РТК2.6), два сценарії передбачають стабілізацію викидів (РТК4.5 і РТК6.0) і один сценарій відповідає вельми високим рівням викидів парникових газів (РТК8.5). Згідно РТК6.0 і РТК8.5, радіаційна дія не досягає максимального значення до 2100 р.; в РТК2.6 вона досягає максимуму і потім знижується; в РТК4.5 вона стабілізується до 2100 р.

Кожен сценарій РТК має набори даних з високим просторовою здатністю по змінах в землекористуванні і викидах речовин, що забруднюють повітря, по секторах економіки, а також визначає річні концентрації парникових газів і антропогенні викиди до 2100 р. Тобто, на відміну від сценаріїв СДСВ, РТК можуть відображати результати цілої низку напрямів політичних заходів, які вживаються різними країнами в області клімату у ХХІ столітті.

Сценарії РТК засновані на комбінації комплексних оціночних моделей, простих кліматичних моделей і моделей хімії атмосфери та глобального вуглецевого циклу. Хоча РТК охоплюють широкий діапазон значень сукупних дій, вони не включають всього спектра викидів, особливо по аерозолях. Більшість розрахунків за моделями ППСМ5 і моделями системи Земля виконувалися із заданими рівнями концентрацій СО₂.

Як зазначається в П’ятій оціночній доповіді [205], однією з головних проблем моделювання в рамках ППСМ5 стало послаблення тренда підвищення середньої глобальної приземної температури (СГПТ), яке спостерігалось в останні десятиліття. Спостереження показали, що залежно від набору даних спостережень, тренд СГПТ за період 1998-2012 рр. становить приблизно від третини до половини тренда за період 1951-2012 рр. Послаблення тренда СГПТ найбільш виразно проявляється

взимку в Північній півкулі. Тим не менш, перше десятиліття XXI століття стало найбільш теплим, згідно інструментальних спостережень СГПТ.

Аналіз повного набору даних історичних імітаційних моделювань, виконаних в рамках ППСМ5 (з додаванням для періоду 2006-2012 рр. даних імітаційного моделювання РТК4.5), показав, що в 111 з 114 реалізацій тренд СГПТ за період 1998-2012 рр. вищий за спостережуваний і в середньому по ансамблю ППСМ5 становить $0,21^{\circ}\text{C}$ за десятиліття. Передбачається, що періоди припинення тренда від 10 до 15 років можуть виникати в результаті прояву внутрішньої декадної мінливості клімату, яка інколи підсилює, а інколи нейтралізує довгострокові тренди, що знаходяться під зовнішнім впливом. Послаблення тренда СГПТ в 1998-2012 рр. пояснюється приблизно рівною мірою чинником охолодження в результаті внутрішньої мінливості і послабленням тренда зовнішнього впливу. Послаблення тренда зовнішнього впливу, в першу чергу, відбувається як через від'ємний тренд дії вулканічних вивержень, так й за рахунок низхідної фази сонячного циклу. Через низький ступінь вірогідності кількісного визначення ролі вказаних трендів слід відмітити, що практично жодне з імітаційних моделювань історичних даних в рамках ППСМ5 не відтворює спостережуване зараз припинення глобального потепління.

Розглянемо результати щодо очікуваних майбутніх змін клімату, наданих у Технічному резюме [205] з використанням термінів вірогідності, які базуються на оцінці відповідних доказів й узгодженості щодо висловлюваного висновку:

- практично визначено: ймовірність 99-100%;
- вельми ймовірно: ймовірність 90-100%;
- ймовірно: ймовірність 66-100%;
- майже так ймовірно, як й ні: ймовірність 33-66%;
- мало ймовірно: ймовірність 0-33%;
- вельми мало ймовірно: ймовірність 0-10%;
- виключно мало ймовірно: ймовірність 0-1%.

Отже, зміна середньої глобальної приземної температури у короткостроковій перспективі за період 2016–2035 рр. в порівнянні з 1986-2005 рр. буде, ймовірно, в діапазоні $0,3\text{--}0,7^{\circ}\text{C}$ (рис. 8.1). Ця оцінка передбачає відсутність крупних вивержень вулканів або довготривалих змін сумарної сонячної радіації. У 2030 р. медіанні ансамблеві значення ППСМ5 для температури відрізняються не більше ніж на $0,2^{\circ}\text{C}$ між сценаріями РТК, тоді як модельний розкид (визначений як діапазон від 17% до 83%) для кожного РТК становитиме приблизно $0,4^{\circ}\text{C}$. Розкид між сценаріями збільшується з часом і до 2050 р. порівняний з модельним розкидом.

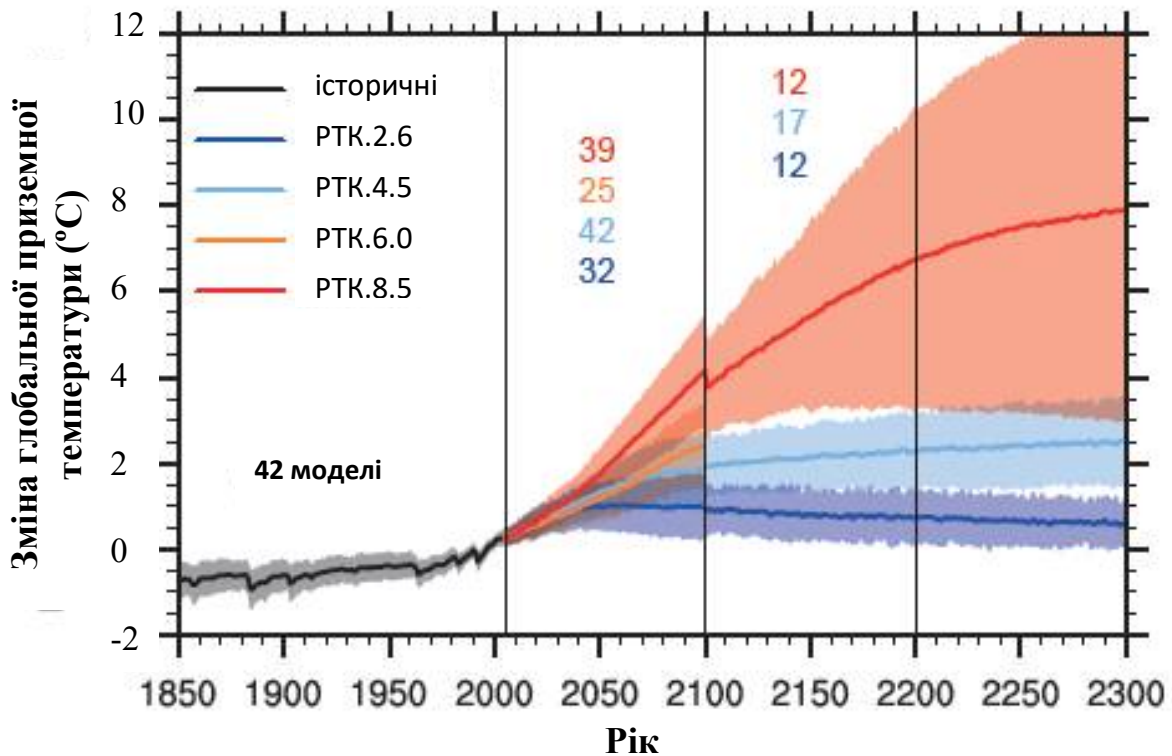


Рис. 8.1 – Проекції аномалій середньорічної глобальної приземної температури повітря (відносно 1986-2005 рр.) для сценаріїв РТК за результатами експериментів ППСМ5 для мультимоделного середнього (суцільні лінії) та стандартного відхилення 1,64 (5-95%) [205]

На регіональному рівні, найбільші відмінності в приземній температурі повітря між сценаріями РТК виявляються в Арктиці. Вельми ймовірно, що антропогенне потепління приземного повітря протягом наступних декількох десятиліть відбуватиметься швидкішими темпами над сушею, ніж над океанами, а антропогенне потепління над Арктикою в зимовий час буде сильнішим, ніж середнє глобальне потепління. Існує високий ступінь ймовірності, що антропогенне потепління в порівнянні з базовим періодом буде сильнішим в тропіках і субтропіках, ніж в помірних широтах.

Практично визначено, що під час підвищення середніх глобальних температур над більшою частиною поверхні суші в добовому і сезонному часових масштабах частіше спостерігатимуться екстремально високі і рідше – екстремально низькі температури. Вельми ймовірно, що хвилі тепла наставатимуть частіше і будуть тривалішими. Як і раніше, у зимовий час подеколи спостерігатимуться екстремально низькі температури.

В довгостроковій перспективі середня глобальна температура продовжуватиме підвищуватися протягом ХХІ століття в рамках всіх сценаріїв РТК. Приблизно з середини ХХІ століття темпи глобального потепління стають більш залежними від сценарію (див. рис. 8.1).

Відповідно до припущень у сценаріях РТК, СГПТ в період 2081-2100 рр. в порівнянні з 1986-2005 рр., ймовірно, буде знаходитися у 5-95% діапазоні моделей ППСМ5: від 0,3 до 1,7°C для РТК2.6; від 1,1 до 2,6°C - для РТК4.5; від 1,4 до 3,1°C - для РТК6.0; від 2,6 до 4,8°C - для РТК8.5. Потепління вище за 4°C до 2081-2100 рр. мало ймовірне в рамках всіх РТК, за винятком РТК8.5, де потепління майже так ймовірно, як й ні.

Згідно проєкціям опадів, в кліматі, що теплішає, в глобальному масштабі очікується їх поступове збільшення в ХХІ столітті. Збільшення об'єму опадів буде значно меншим (приблизно 2% K⁻¹) темпів збільшення вмісту водяної пари в нижніх шарах тропосфери (приблизно 7% K⁻¹) внаслідок глобальних енергетичних обмежень. Зміни середньої кількості опадів не будуть одноманітними й очікується, що в деяких регіонах відбуватиметься збільшення, а в інших – зменшення опадів, або ж не буде значних змін, взагалі. У найближчій перспективі частота й інтенсивність сильних опадів над сушею, ймовірно, збільшиться. Ці зміни будуть зумовлені, в основному, збільшенням вмісту водяної пари в атмосфері і впливом змін в атмосферній циркуляції. Території у високих широтах ймовірно, отримають великі об'єми опадів у зв'язку з додатковим водоносним потенціалом теплішої тропосфери. В багатьох субтропічних посушливих і напівзасушливих регіонах, розташованих в середніх широтах, ймовірно, кількість опадів зменшиться. Найзначніші зміни опадів очікуються в зимовий період над північною частиною Євразії і Північною Америкою. В подальшому, в міру підвищення середньої глобальної приземної температури та антропогенної дії, інтенсивність і повторюваність випадання екстремальних опадів над більшою частиною суші в середніх широтах і над вологими тропічними регіонами до кінця цього століття, вельми ймовірно, збільшиться.

Існує висока ймовірність того, що різниця в середньорічних опадах між посушливими і вологими регіонами і різниця між вологим і сухим сезонами збільшиться над значною частиною Земної кулі під впливом збільшення температури. За сценарієм РТК8.5, до кінця цього століття в багатьох посушливих і напівпосушливих регіонах помірних і субтропічних широт ймовірно, буде менше опадів, а в багатьох вологих регіонах помірних широт їх стане більше.

Відповідно до сценарію РТК8.5, до кінця століття підвищення ризику посух ймовірне в посушливих на цей час регіонах і пов'язане воно з прогнозованим зменшенням вологості ґрунту в масштабі від регіонального до глобального. Зниження вологості ґрунту буде найбільш істотним у Середземномор'ї, південно-західній частині США і південній частині Африки, що узгоджується з прогнозованими змінами в циркуляції Хедлі і підвищенням приземних температур.

Використовуючи дані кліматичного моделювання для окремих територій та задач, слід пам'ятати про ключові невизначеності в проєкціях

зміни глобального і регіонального клімату, зазначених в [205]. Згідно з результатами моделювання, існує обмежена ймовірність передбачуваності середніх річних та десятирічних величин температури як у глобальному середньому, так і в деяких географічних регіонах. Мульти модельні результати по опадах показують в цілому погану передбачуваність. Існує середня міра вірогідності в короткострокових проєкціях зсуву на північ траєкторій штормових циклонів та західних вітрів в Північній півкулі. Короткострокова проєкція клімату також обмежена невизначеністю у проєкціях природної дії.

8.2 Прогностичний розподіл посух на території України

Для оцінки майбутнього розподілу та повторюваності посух в короткостроковій перспективі на 2020-2050 рр. на території України використано прогностичні поля опадів з бази даних глобального кліматичного моделювання ППСМ5, доступ до яких здійснений за допомогою сервісу KNMI Climate Explorer (<http://climexp.knmi.nl>). Осереднення прогнозованих полів опадів з кроком регулярної сітки 2,5 градуси проведено по 32 глобальних моделях. Мульти модельні дані взяті для двох граничних кліматичних сценаріїв – м'якого RCP2.6 та жорсткого – RCP8.5.

Згідно аналізу просторово-часового розподілу аномалій приземної температури повітря [206-209], за обома кліматичними сценаріями на території України очікується підвищення температури повітря впродовж тридцяти років: за м'яким сценарієм до кінця періоду температура може підвищитися на 2,1°C, за жорстким сценарієм – на 2,8-3,1°C відносно базового періоду 1981-2010 рр. Зростання температури буде супроводжуватися переважно збільшенням кількості опадів за жорстким сценарієм і зменшенням опадів – за м'яким сценарієм. Враховуючи поступове зростання температури повітря за сценарієм RCP2.6, прогнозоване зменшення кількості опадів в деякі періоди буде підвищувати ймовірність настання посух в теплий сезон року, особливо цей процес посилиться після 2045 р. В сценарії RCP8.5, незважаючи на деяке підвищення кількості опадів, високі прогнозовані температури повітря зумовлять підвищення швидкості випаровування з поверхні, що зводить до мінімуму позитивний вплив збільшення кількості опадів [210-214].

Оцінка повторюваності й інтенсивності очікуваних посух для теплого сезону (квітень-жовтень) впродовж 2020-2050 рр. виконана за допомогою стандартизованого індексу опадів SPI на масштабі 7 місяців.

Як можна бачити на рис. 8.2, в межах території України загальна кількість посух дещо вища за сценарієм RCP2.6, ніж за жорстким сценарієм RCP8.5.

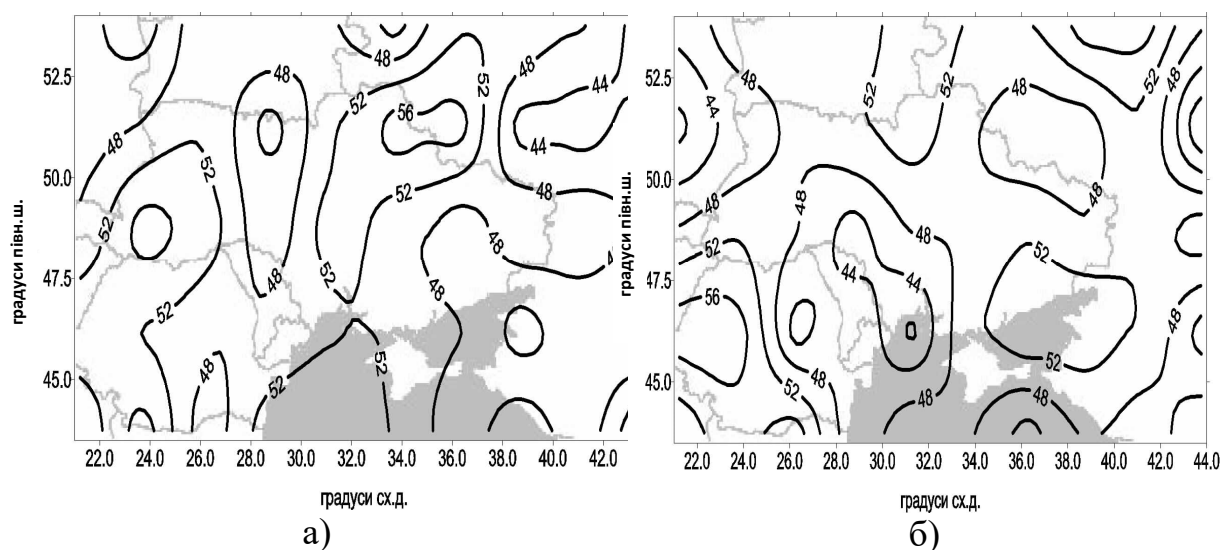


Рис. 8.2 - Загальна повторюваність посух ($SPI < 0$, %) в теплий сезон за кліматичними сценаріями RCP2.6 (а) та RCP8.5 (б) за 2020-2050 рр.

За сценарієм RCP2.6 по території країни сезонні посухи прогнозуються в середньому в 48-56% всіх років, тобто майже кожний другий сезон буде посушливим. Найбільша повторюваність посух (понад 56%) спостерігатиметься в північно-східних областях та Карпатському регіоні (понад 54% років), в Криму повторюваність посух близька до 50% (рис. 8.2, а). За сценарієм RCP8.5 загальна повторюваність посух по території країни становить переважно 44-52% (рис. 8.2, б), при цьому найбільша повторюваність (понад 52%) спостерігатиметься в Приазов'ї, Закарпатті та на півночі (Київська та Чернігівська області). На Кримському півострові повторюваність також близька до 50%. Мінімум сезонних посух (менше 48%) припадає на південний захід країни – Одеську, Миколаївську, Вінницьку області [215; 216].

Просторовий розподіл повторюваності посух за їх інтенсивністю представлений на рис. 8.3. Кількість років з м'якою посухою за сценарієм RCP2.6 коливається в межах 10-12, з максимумом над північними областями України, Херсонською областю та Карпатами (рис. 8.3).

Як можна бачити, за м'яким сценарієм RCP2.6 спостерігатимуться періодичні коливання від сухих до вологих періодів (рис. 8.4, а). Основні посушливі періоди відбуватимуться з 2021 по 2025 рр., з 2027 по 2029 рр., з 2032 по 2034 рр., з 2042 по 2049 рр. (за винятком 2047 р.). При цьому, якщо в період з 2021 по 2034 рр. посухи досягатимуть критеріїв від помірних до сильних, то в останній період інтенсивність посух може

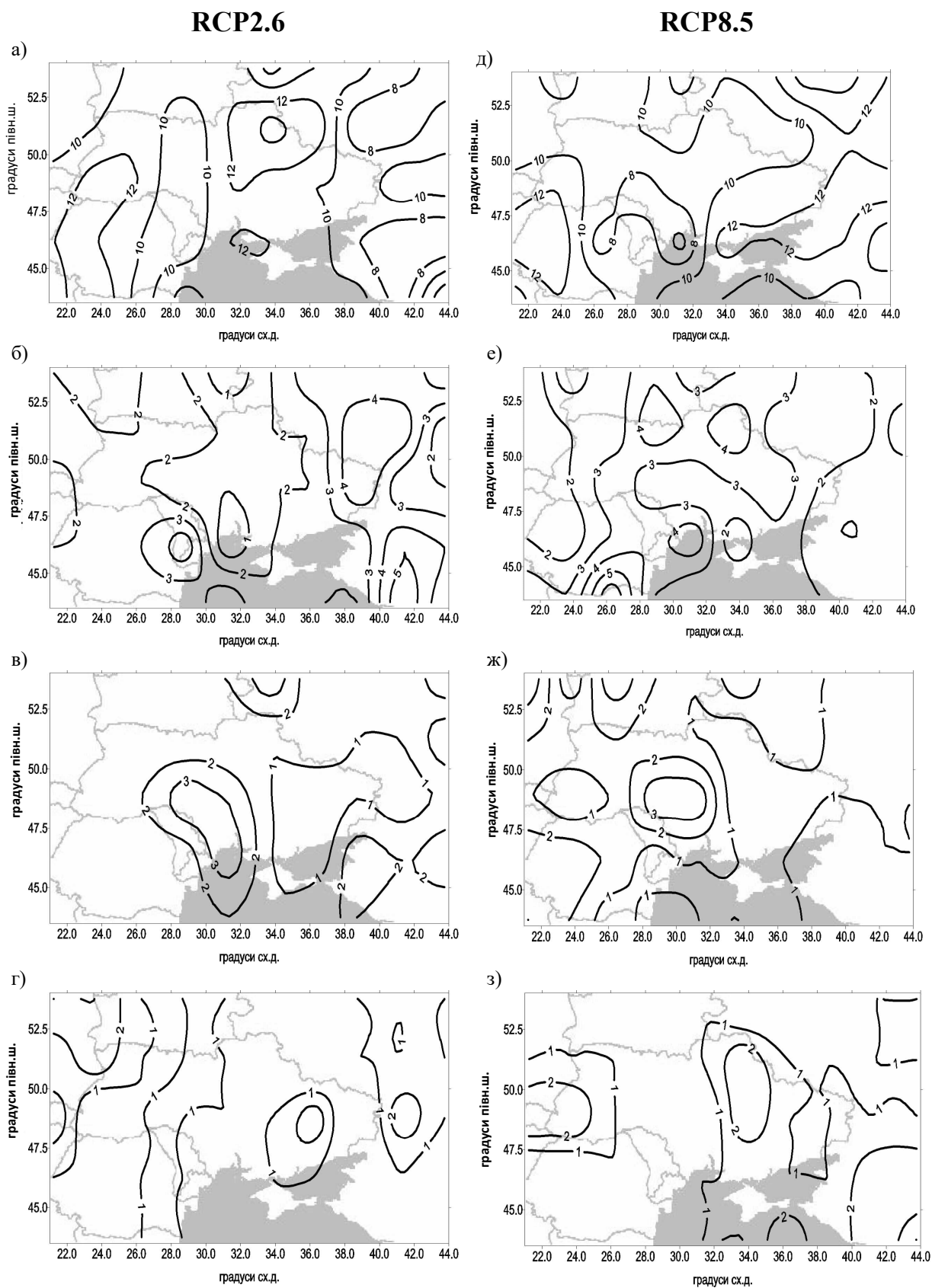


Рис. 8.3 – Повторюваність посух (кількість років) різної інтенсивності в теплий сезон за кліматичними сценаріями RCP2.6 та RCP8.5 в період 2020-2050 рр.: (а), (д) – слабкі посухи; (б), (е) – помірні посухи; (в), (ж) – сильні посухи; (г), (з) – екстремальні посухи

досягнути екстремальних значень. За жорстким сценарієм RCP8.5 очікується сприятливіша ситуація – до 2042 р. спостерігатимуться лише чотири посушливі епізоди тривалістю близькою до 1 року – 2021, 2024, 2030 та 2039 рр. (рис. 8.4, б). Інтенсивність посух в трьох перших роках не перевищуватиме критерію помірних, в останньому випадку очікується слабка посуха. З 2042 по 2046 рр. очікується настання тривалої та інтенсивної посухи, протягом якої двічі наставатимуть періоди екстремальних значень ($SPI_{12} < -3$).

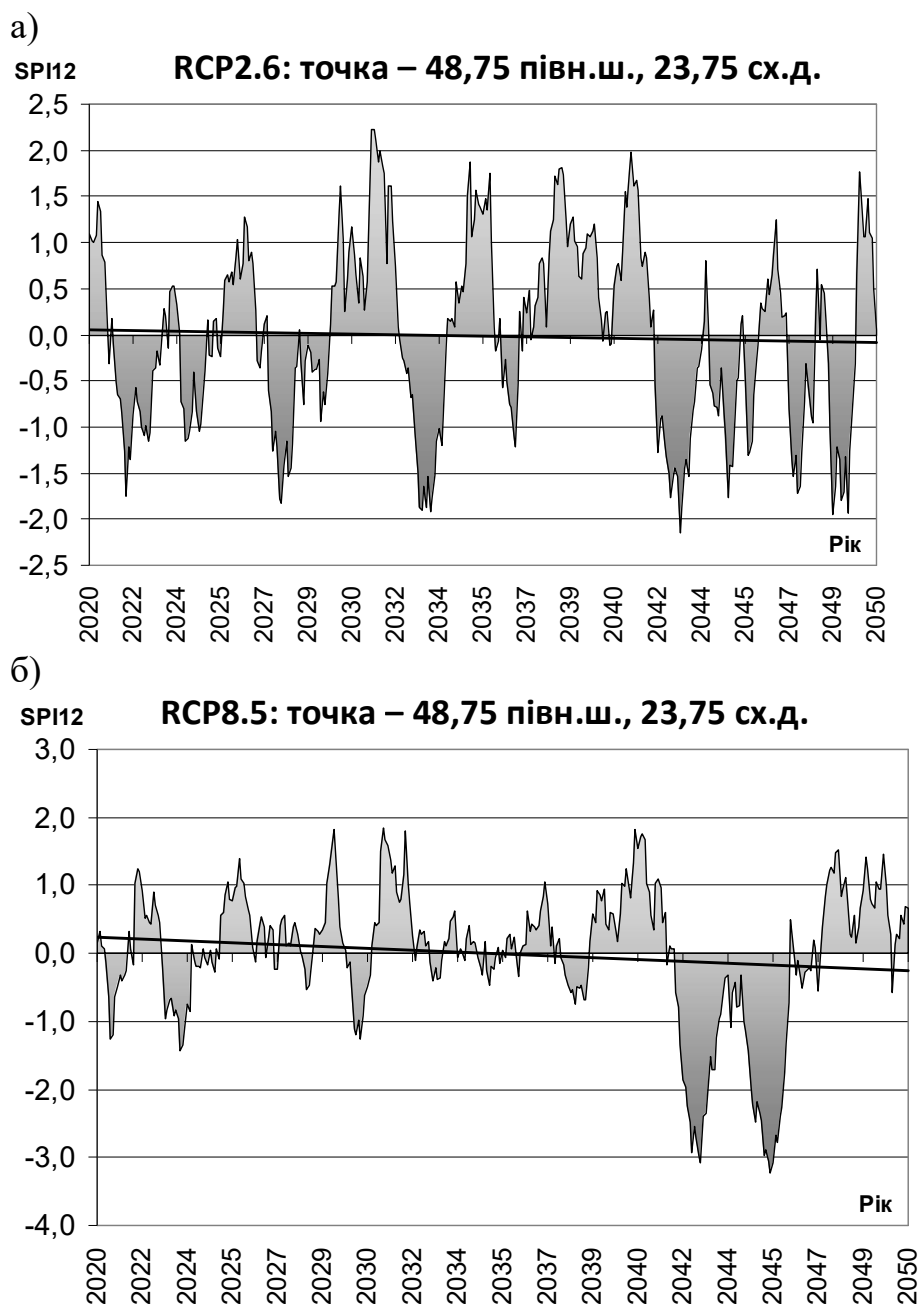


Рис. 8.4 – Часовий хід індексу SPI_{12} для кліматичних сценаріїв RCP2.6 та RCP8.5 в локальній точці за період 2020-2050 рр.

8.3 Прогностичний розподіл гідрологічних посух в Закарпатському регіоні

Оцінка просторово-часового розподілу посух в Закарпатському регіоні була виконана за допомогою стандартизованого індексу опадів-евапотранспірації SPEI, який, базуючись на температурі та опадах, є зручним для оцінки можливості виникнення посух на тривалих проміжках часу в кліматі, що теплішає (див. п. 8.2).

Вихідною інформацією для розрахунку індексу SPEI слугували щомісячні модельні прогностичні поля приземної температури повітря та інтенсивності опадів за період 2020-2050 рр., взяті з бази даних проекту CORDEX (<http://www.cordex.org>), який скоординований на моделювання регіонального клімату із застосуванням методів даунскелінгу до результатів глобального кліматичного моделювання [217]. Дані обрані для моделі інституту Макса Планка MPI-CSC-REMO2009 r2i1p1, з кроком регулярної сітки 0,5 градусів, для області 48-49° півн.ш., 22-25° сх.д., яка охоплює регіон Закарпаття.

Розглядалися два сценарії в рамках репрезентативних траєкторій концентрацій – РТК4.5 та РТК8.5. Через невеликий розмір області дослідження та близькість спостережних постів один до одного, розглядається очікуваний кліматичний режим та розподіл посух по окремих вузлах сітки, які наближені до існуючих метеорологічних або гідрологічних станцій.

В табл. 8.1 наведені основні відомості щодо очікуваної приземної температури та опадів в період, що розглядається, за двома кліматичними сценаріями по чотирьох точках.

Прогнозована середня річна температура за досліджуваний період коливатиметься від 6,7 до 10,9 °C за сценарієм РТК4.5 та від 6,9 до 11,1 °C - за сценарієм РТК8.5, тобто в жорсткому сценарії передбачається більш висока середньорічна температура повітря. Але щодо окремих показників самого холодного (січень) та самого теплого (липень) місяців року, тут ситуація інакша. Якщо в сценарії РТК4.5 прогнозується середня температура січня від -0,2 до -3,5 °C, то в жорсткому сценарії зимова температура значно нижче (від -1,4 до -4,8 °C). Температури влітку, навпаки, вищі в сценарії РТК8.5 і коливаються в межах 16,8-21,7 °C проти 16,4-21,3 °C в сценарії РТК4.5. Тобто, за умов жорсткого сценарію в регіоні очікується значна річна амплітуда температури повітря, що свідчить про більш високу ймовірність настання періодів екстремально високих та низьких температур.

Таблиця 8.1 - Прогностичні температури повітря $T_{\text{сер}}$ (°C, середньорічна, середньомісячна за січень (I) та липень (VII)) та суми опадів $X_{\text{сер}}$ (мм, середньорічні, середньомісячні за січень (I) та липень (VII)) за період 2020-2059 рр. по кліматичних сценаріях РТК4.5 та РТК8.5

Кординати точок (півн.ш.-°сх.д.)*	РТК4.5						РТК8.5					
	$T_{\text{сер}}$	$T_{\text{сер}}$	$T_{\text{сер}}$	$X_{\text{сер}}$	$X_{\text{сер}}$	$X_{\text{сер}}$	$T_{\text{сер}}$	$T_{\text{сер}}$	$T_{\text{сер}}$	$X_{\text{сер}}$	$X_{\text{сер}}$	$X_{\text{сер}}$
	рік	I	VII	рік	I	VII	рік	I	VII	рік	I	VII
48,25 – 22,25 (У)	10,9	-0,2	21,3	918	77	96	11,1	-1,4	21,7	926	76	90
48,75 – 22,25 (В)	9,4	-1,4	19,4	1078	79	130	9,6	-2,5	19,8	1077	75	118
48,25 – 23,25(М)	9,4	-1,0	19,3	1441	114	166	9,6	-2,3	19,6	1369	111	150
48,25 – 24,25 (Р)	6,7	-3,5	16,4	1060	79	120	6,9	-4,8	16,8	1027	81	113

* застосовані скорочення назв станцій:

(У) – Ужгород; (В) – Великий Березний; (М) – Міжгір'я; (Р) – Рахів.

Середньорічні суми опадів не мають чіткого переважання в тому чи іншому сценарії. В одній точці (У) річна сума опадів більше в сценарії РТК8.5 – 926 проти 918 мм. В інших точках суми опадів незначно більші в сценарії РТК4.5 і коливаються від 1060 до 1441 мм за рік. В обох сценаріях зимова кількість опадів менша, ніж влітку. Але в жорсткому сценарії різниця між сумами опадів в липні та січні по всіх точках є меншою, ніж в сценарії РТК4.5: в середньому 32 мм проти майже 41 мм. При цьому різниця між сумами опадів в січні та липні за двома сценаріями є більшою влітку, на фоні більш високих температур. Тобто, за умов сценарію РТК4.5 на фоні річного підвищення температури очікується більша кількість опадів, ніж в сценарії РТК8.5, за умов якого збільшення річної амплітуди температур повітря супроводжується зменшенням сезонної амплітуди сум опадів на фоні загального зменшення їх кількості.

У табл. 8.2 для порівняння наведені кліматичні дані щодо температури та опадів з Кліматичного кадастру України [218] по чотирьох станціях Закарпаття, географічне положення яких наближене до вузлів розрахункової сітки.

Якщо порівняти дані табл. 8.1 та 8.2, можна бачити, по всіх станціях, окрім Рахіва, очікується підвищення середньорічної температури повітря протягом 2020-2050 рр. на 1,5-1,8 °C. При цьому збільшаться як зимові, так й літні температури. Прогнозовані середньорічні суми опадів також більші, ніж кліматичні показники, по трьох точках, за обома сценаріями, причому очікується збільшення як зимових, так й літніх сум опадів. Що стосується Рахіва, то тут прогнозується зниження температури взимку та влітку, а

також відповідне зменшення сум опадів як по сезонах, так й річної кількості.

Таблиця 8.2 - Кліматичні характеристики по деяких метеорологічних станціях Закарпаття

Станція	Кординати, (півн.ш. -сх.д.)	Висота станції, м	T _{сер} , рік	T _{сер} , січень	T _{сер} , липень	X _{сер} , рік	X _{сер} , січень	X _{сер} , липень
Ужгород	48° 37' – 22° 16'	122	9,7	-2,8	19,9	748	57	86
Великий Березний	48° 53' – 22° 27'	195	8,1	-4,1	18,1	878	60	98
Міжгір'я	48° 31' – 23° 30'	450	6,7	-5,0	16,4	1204	72	146
Рахів	48° 2' – 24° 13'	430	7,3	-4,3	17,0	1197	81	132

На рис. 8.5 для демонстрації динаміки прогностичних температур повітря – середньорічної, середньомісячних за січень та липень, протягом досліджуваного періоду наведені графіки річного ходу відповідних температур для двох точок розрахункової сітки.

В усіх випадках лінія лінійного тренда вказує на підвищення температури впродовж періоду, при цьому більш інтенсивне зростання спостерігатиметься взимку, а для сценарію РТК4.5 й влітку. Згідно побудованих лінійних трендів температури отримано, що для двох обраних точок за сценарієм РТК4.5 підвищення середньорічної температури впродовж 31 року очікується в межах 0,8-1,0 °С, при цьому січневі температури зростуть на 2,8-3,8 °С, а липневі лише на 1,5-1,7 °С.

Для сценарію РТК8.5 до 2050 року середньорічна температура підвищиться в середньому на 1,1 °С, але зростання зимових та літніх температур очікується меншим, порівняно з РТК4.5, – у межах 1,4-1,7 °С для січня та 0,6-0,9 °С для липня. Внаслідок різниці темпів зростання температури повітря, відмінності в температурному режимі на кінець прогностичного періоду за двома сценаріями незначні.

Така тенденція простежується й за даними глобального кліматичного моделювання, на що вказано вже раніше в роботі [206], при цьому значні розбіжності між сценаріями в прогнозованих температурах починаються в більш далекій перспективі на 2050-2080 pp. [205; 219].

На рис. 8.6 відтворені часові ряди прогностичних сум опадів за період, що розглядається. Можна бачити, що за обома сценаріями тренди річних сум опадів майже відсутні в розрахункових точках. Але формують їх різні тенденції в теплий та холодний періоди.

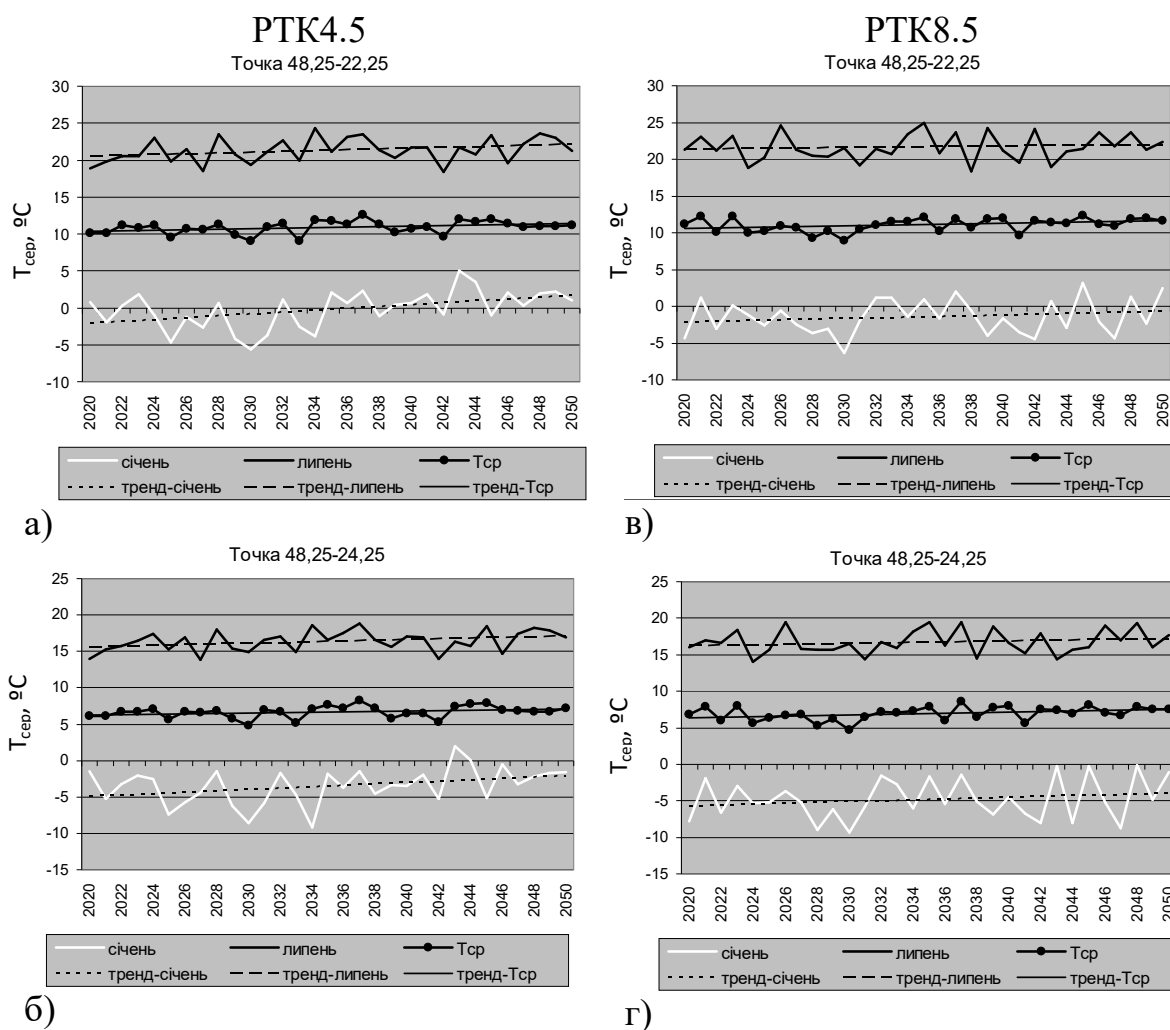


Рис. 8.5 – Часовий хід прогностичної приземної температури повітря (середньої за рік $T_{сер}$, за січень та липень) за період 2020-2050 рр. по двох точках розрахункової сітки за кліматичними сценаріями РТК4.5 (а, б) та РТК8.5 (в, г)

За сценарієм РТК4.5 (рис. 8.6, а, б) влітку (липень) очікується поступове зниження кількості опадів до кінця 2050 р., водночас спостерігатиметься більш слабка тенденція до збільшення зимових (січень) опадів. За сценарієм РТК8.5 (рис. 8.6 в, г), навпаки, очікується повільне збільшення кількості опадів влітку та більш відчутне зменшення опадів взимку до кінця прогностичного періоду.

Міжрічний хід опадів зазнаватиме значних коливань як у зимових, так й у літніх сумах. За сценарієм РТК4.5 найбільш вологими очікуються 2025 та 2040 рр. з річними сумами опадів в точках понад 1200-1400 мм. Найбільші суми опадів у січні очікуються у 2032 та 2035 рр. (до 160-180 мм). В липні найбільша кількість опадів спостерігатиметься у 2023, 2029 та 2050 рр. (до 180-200 мм). Найбільш сухими очікуються літні місяці 2036, 2043 та 2049 рр., та зимові місяці 2034, 2038 та 2046 рр., при цьому у

2034 році прогнозується найбільш низька за весь період річна сума опадів (600-700 мм).

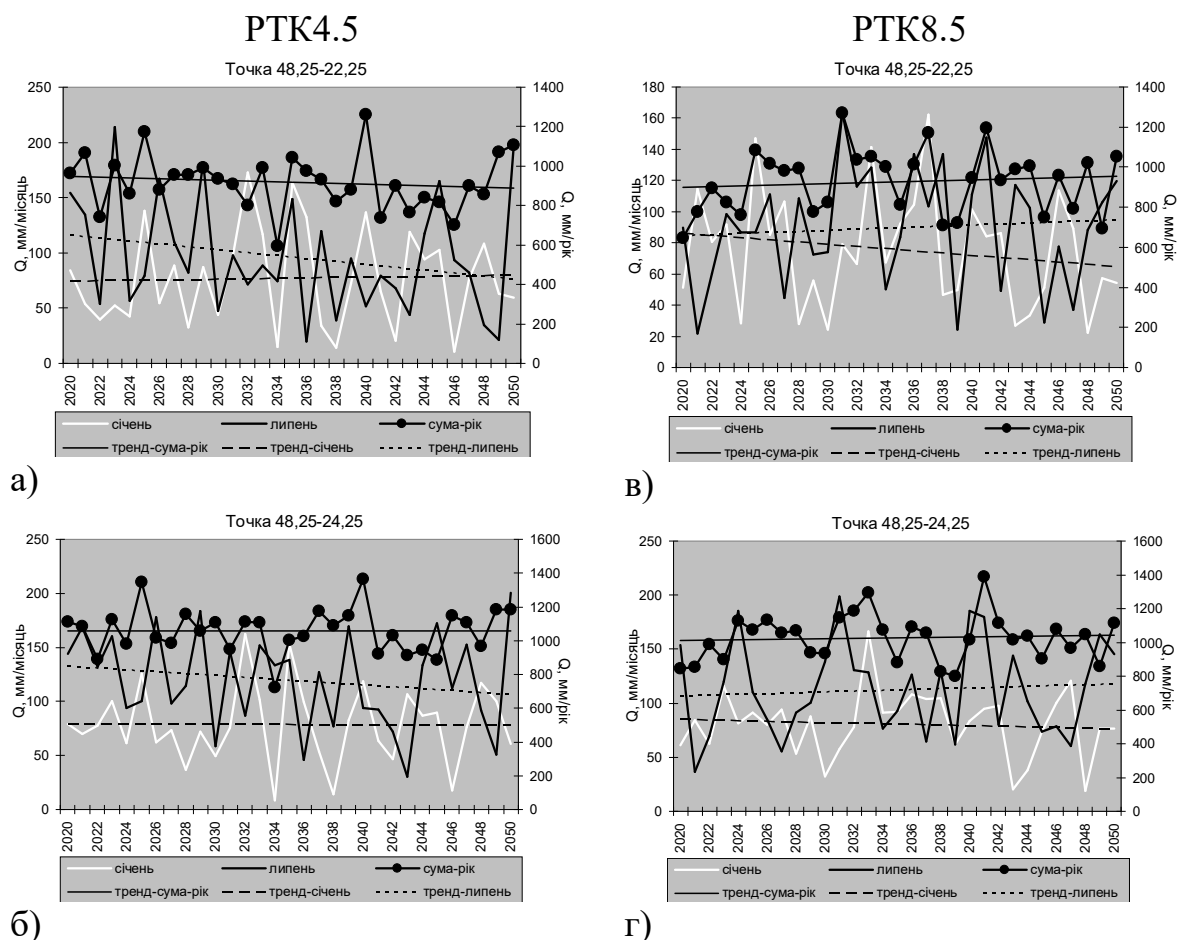


Рис. 8.6 – Часовий хід прогностичних сум опадів (річних, за січень та липень) за період 2020-2050 рр. по двох точках розрахункової сітки за кліматичними сценаріями РТК4.5 (а, б) та РТК8.5 (в, г)

За сценарієм РТК8.5 у різних точках найбільш вологими очікуються 2031-32, 2037 та 2041 рр., коли річні суми опадів досягатимуть 1300-1400 мм. Найбільш сухими прогнозуються 2020, 2038-39 та 2049 рр. з сумами опадів близькими до 700-850 мм.

Найбільші суми опадів спостерігатиметься у січні 2025, 2033 та 2037 рр. (до 150-160 мм), а в липні найбільша кількість опадів очікується у 2031 та 2041 роках (до 160-200 мм). Влітку найбільш посушливими будуть липні 2021 та 2039 років, та січні 2030, 2043 та 2048 рр.

Таким чином, прогнозовані опади мають значну розбіжність між сценаріями в часовому ході років з екстремумами, крім того, в жорсткому сценарії РТК8.5 розбіжності виявляються навіть між сусідніми точками сітки, що відповідає значній просторовій неоднорідності поля опадів в більш теплому кліматі. Далі розглянемо, як будуть розподілятися посухи згідно кліматичним сценаріям на території Закарпаття.

На рис. 8.7-8.8 представлені графіки часового ходу розрахованого індексу посух SPEI для трьох часових масштабів – 12, 18 та 24 місяці, які характеризують епізоди посушливості, пов'язані з довгоперіодними аномаліями в режимі опадів, які здатні призвести до гідрологічних посух [182; 220].

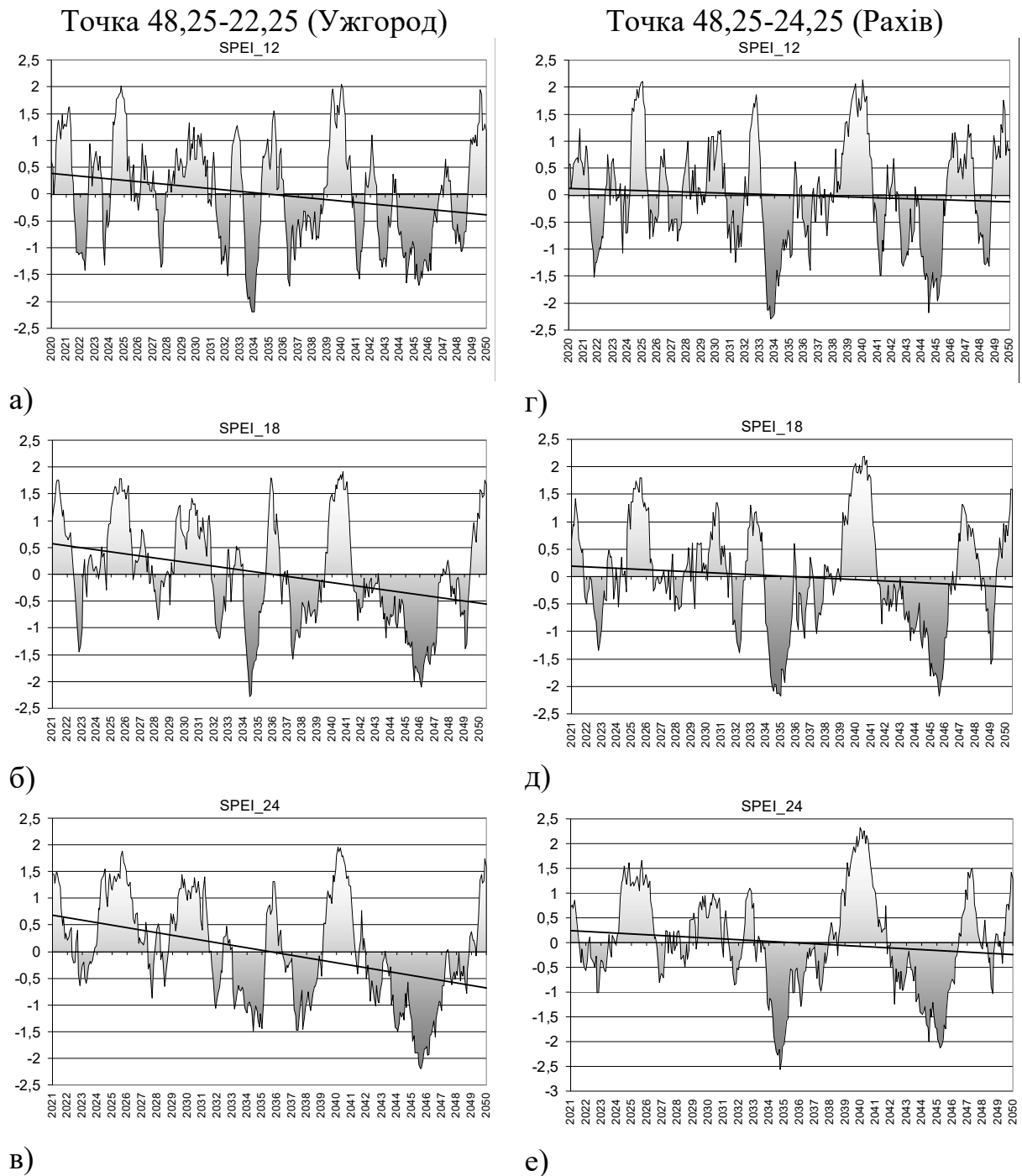


Рисунок 8.7 – Часовий хід індексу SPEI для двох розрахункових точок на масштабах 12, 18 та 24 місяці за період 2021-2050 рр. для кліматичного сценарію РТК4.5

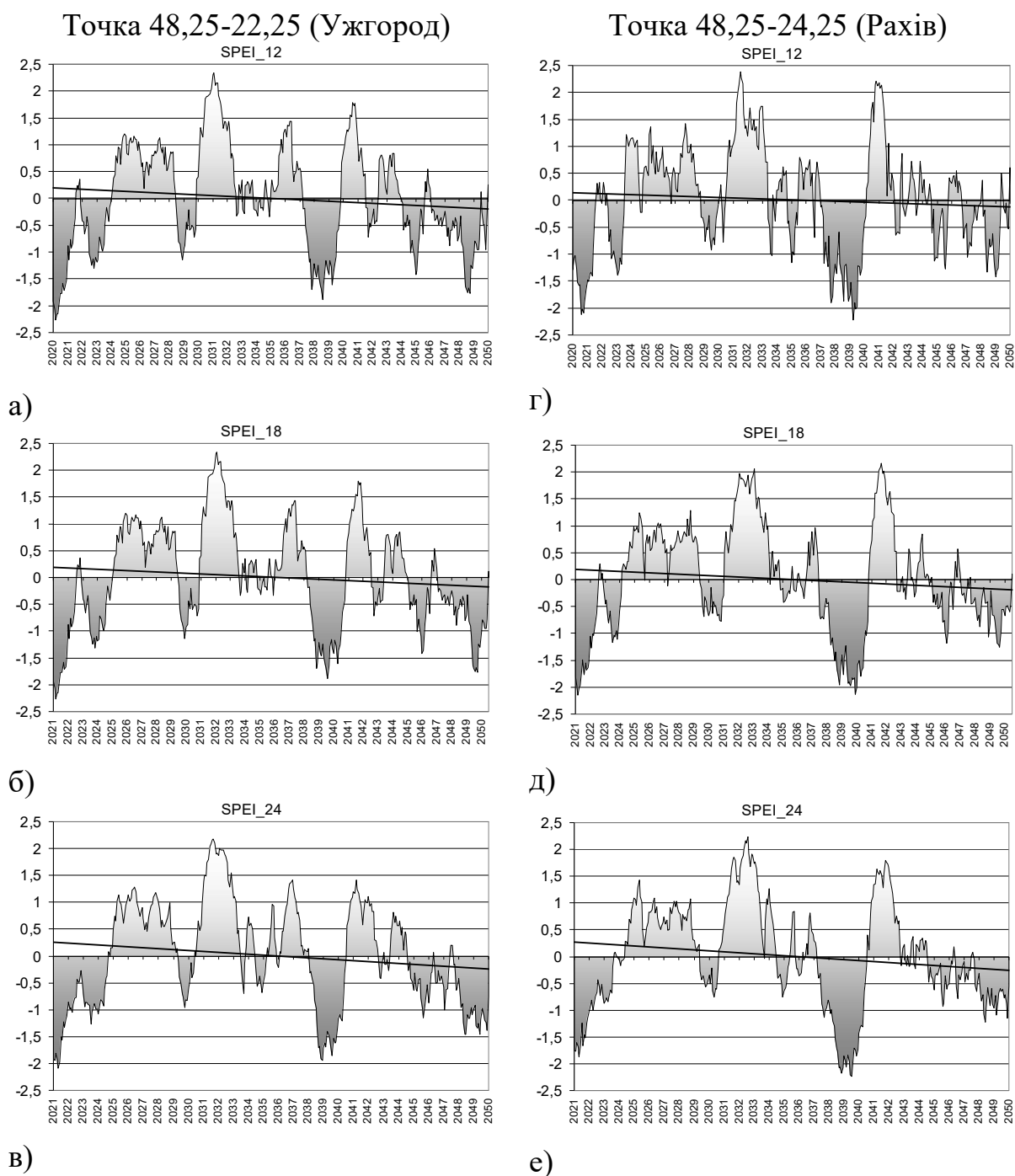


Рис. 8.8 – Часовий хід індексу SPEI для двох розрахункових точок на масштабах 12, 18 та 24 місяці за період 2021-2050 рр. для кліматичного сценарію РТК8.5

Індекси SPEI_12 та SPEI_24 обиралися з розрахованого щомісячного масиву для грудня, індекс SPEI_18 – для червня.

За умови реалізації кліматичного сценарію РТК4.5 протягом досліджуваного періоду по двох точках очікується настання 10-11 періодів посух на масштабі 12 місяців (рис. 8.7 а, г). Помірна посуха спостерігатиметься у 2022 р., після цього інтенсивність та тривалість посух

досить невелика протягом наступних 9-10 років [221]. Але, починаючи з 2031-32 рр., інтенсивність та тривалість посух наростатимуть, особливо по точці, наближеній до Ужгорода. Найбільш інтенсивна посуха спостерігатиметься у 2034-35 рр., коли її інтенсивність досягатиме екстремальних критеріїв. Другий тривалий епізод очікується впродовж 2044-47 рр., коли інтенсивність посухи коливатиметься від сильної до екстремальної.

На масштабі 18 місяців (рис. 8.7, б, д) з 2021 по 2033 рр. епізоди посух будуть нетривалі та мало інтенсивні, при цьому переважатимуть періоди високої зволоженості, яких, принаймні, в районі Ужгорода очікується 3 випадки. Починаючи з 2034 р., посушливі періоди ставатимуть тривалішими та інтенсивнішими. Відносно коротка екстремальна посуха спостерігатиметься 2034-35 рр., але у 2042-47 рр. очікується настання безперервного посушливого періоду, який досягне екстремальної інтенсивності у 2046 р.

На масштабі 24 місяці (рис. 8.7, в, е) простежується аналогічний розподіл посушливих епізодів. З 2020 по 2032 рр. переважатимуть періоди високої зволоженості, що забезпечить відсутність гідрологічних посух. Але, починаючи з 2033 р., очікується настання принаймні двох тривалих та інтенсивних посух, при цьому в районі Ужгорода посуха досягатиме критеріїв екстремальної в посушливому епізоді 2042-47 рр., а в районі Рахова – в епізоді 2034-38 рр.

Побудовані лінійні тренда (див. рис. 8.7) в обох точках на всіх масштабах свідчать про суттєву зміну режиму зволоження регіону протягом 2021-2050 рр., від переважно вологих умов в першій половині періоду до переважно посушливих - в другій половині.

За сценарієм РТК8.5 часовий розподіл дещо інший (рис. 8.8). На масштабі 12 місяців прогнозується 6-7 відмітних посушливих періодів протягом 31 року (рис. 8.8 а, г). Основні епізоди посух очікуються у 2020-23 рр. та 2037-40 рр., коли посуха майже безперервна й буде досягати критеріїв екстремальної. Також посушливим прогнозується період з 2044 по 2050 роки, але посухи будуть від слабких до помірних та чергуватимуться з періодами зволоження, близькими до норми.

На масштабі 18 місяців спостерігатиметься п'ять епізодів посух, основні з них припадають на 2021-24 та 2038-41 рр., з інтенсивністю посухи від сильної до екстремальної (рис. 8.8 б, д). Посухи періоду 2045-50 рр. очікуються переважно слабкі та помірні. Щодо вологих періодів, то найбільш зволоженими умови будуть у 2031-34 та 2041-43 рр.

На масштабі 24 місяці найбільш важливі епізоди посух прогнозуються у ті ж періоди, що й на менших масштабах, при цьому чітко виділяється відносно сприятливий щодо умов зволоження період з 2025 по 2037 роки, коли переважатиме високе зволоження, а посушливі періоди будуть нетривалі та мало інтенсивні (рис. 8.8, в, е). Безперервні посухи

триватимуть у 2021-24, 2038-240 та 2044-50 рр., при цьому перші дві матимуть інтенсивність від сильної до екстремальної.

Лінійні тренди вказують на збільшення посушливості по регіону протягом досліджуваного періоду, але з меншою швидкістю, ніж в сценарії РТК4.5. Якщо зіставити часовий розподіл посух між двома сценаріями, то можна бачити, що прогнозовані епізоди посух та високого зволоження майже протилежні один до одного в часі (порівн. рис. 8.7 та 8.8), однак перехід лінійних трендів від додатних до від'ємних значень відбувається в одні й ті ж самі роки - 2036-2037 рр., що свідчить про загальну тенденцію зміни кліматичних умов на більш посушливі, незалежно від сценарію.

В табл. 8.3 наведені результати аналізу очікуваної повторюваності посух за 31-річний період на різних часових масштабах для двох кліматичних сценаріїв. Як можна бачити, на всіх масштабах та для обох сценаріїв переважатимуть слабкі посухи, які становлять близько двох третин всіх посушливих років.

Таблиця 8.3 – Прогнозована кількість років з посухою різної інтенсивності в розрахункових точках за період 2020-2050 рр. за кліматичними сценаріями РТК4.5 та РТК8.5 на масштабах індексу SPEI 12, 18 та 24 місяці

Точка	РТК4.5				РТК8.5			
Посухи	слабкі	помірні	сильні	екстрем.	слабкі	помірні	сильні	екстрем.
SPEI 12								
48,25 – 22,25	8	5	0	1	9	5	0	0
48,75 – 22,25	9	4	0	1	9	4	1	0
48,25 – 23,25	10	4	0	1	7	5	2	0
48,25 – 24,25	9	4	1	1	7	6	1	0
SPEI 18								
48,25 – 22,25	10	4	1	0	9	5	1	0
48,75 – 22,25	11	3	1	1	7	4	2	0
48,25 – 23,25	10	3	2	0	11	4	1	0
48,25 – 24,25	11	2	1	1	12	2	1	1
SPEI 24								
48,25 – 22,25	8	5	1	0	11	2	2	0
48,75 – 22,25	10	2	3	0	10	4	1	0
48,25 – 23,25	9	4	2	0	12	4	1	0
48,25 – 24,25	11	2	1	1	12	2	2	0

На масштабі 12 місяців в сценарії РТК4.5 кількість років зі слабкою посухою коливатиметься в межах 8-10, а помірних - 4-5 років. Сильна посуха прогнозується лише в одній точці, але 1 рік з екстремальною посухою відмічатиметься в усіх точках. За сценарієм РТК8.5 кількість слабких посух буде дещо меншою – 7-9 років, але очікується більше помірних та сильних посух – 4-6 та 1-2 роки відповідно. Екстремальні посухи не прогнозуються.

На масштабі 18 місяців за умови сценарію РТК4.5 кількість слабких посух становить 10-11 років, помірних 2-3 роки, сильних та екстремальних (не всюди) – від 1 до 2 років. В сценарії РТК8.5 розкид повторюваності слабких посух від 7 до 12 років, помірних – від 2 до 5 років. Сильні посухи спостерігатимуться в 1-2 роках, а одна екстремальна посуха очікується лише в одній точці (Рахів). На масштабі 24 місяці в сценарії РТК4.5 слабкі посухи прогнозуються в 8-11 роках, помірні – в 2-5 роках. Спостерігатиметься від 1 до 3 років з сильною посухою, і одна екстремальна посуха в точці біля Рахова.

В жорсткому сценарії РТК8.5 кількість слабких посух очікується в межах 10-12 років, помірних посух – в 2-4 роках, сильних посух – від 1 до 2 років.

Таким чином, за умов реалізації відносно м'якого кліматичного сценарію РТК4.5 на Закарпатті можна очікувати більш несприятливих умов, пов'язаних з виникненням посух різної інтенсивності. При цьому на більших часових масштабах (18 та 24 місяці) загальна кількість помірних та сильних посух вища, ніж на масштабі 12 місяців, а кількість екстремальних посух та ж сама, що вказує на ймовірність формування гідрологічних посух у зв'язку з тривалою нестачею атмосферних опадів. В жорсткому сценарії РТК8.5 загальна кількість посух на масштабі 12 місяців менша, ніж в сценарії РТК4.5, екстремальні посухи майже не прогнозуються в жодному з часових масштабів. На більших масштабах зростатиме кількість років з м'якими посухами та зменшиться кількість з помірними при збереженні відносно невеликої частки років з сильними посухами, що загалом, викликатиме зменшення річкового стоку через нестачу опадів на фоні посиленого випаровування при прогнозованому зростанні температури повітря.

8.4 Науково-методичні підходи щодо можливості використання індексів посушливості та кліматичного моделювання при розрахунках мінімального стоку (на прикладі річок Закарпаття)

З метою дослідження взаємозв'язків між *індексами посушливості* та стоком річок розраховані основні статистичні характеристики

мінімального стоку для 10 постів річок Закарпаття в період літньої (додаток Ж, табл. Ж.1) та зимової (додаток Ж, табл. Ж.2) межені.

Сіткові дані SPEI у вузлах регулярної сітки з кроком 0,5 градусів на масштабах 12, 18, 24 місяців проаналізовані для п'яти г/м постів - Жорнава, Зняцево, Чоп, Голятин та Ясиня.

В цілому часові ряди SPEI на масштабах 12, 18 і 24 місяці показують, що по всіх пунктах спостерігалися від 12 до 16 епізодів засухи з тривалістю більш ніж один рік. Найбільш значущі посухи відбувалися в регіоні від осені 1961 до літа 1965, від літа 1971 до літа 1974 та від весни 2000 до весни 2005. Протягом цих гідрологічних посух в деяких пунктах і роках індекси досягають сильних ($SPEI < -1,5$) і екстремальних ($SPEI < -2,0$) значень. Від літа 1983 до літа 1998 спостерігався безперервний послідовний період в основному з помірно сухими умовами, коли інтенсивність посухи тільки по одній станції (Голятин) і один раз (весна 1997) досягала екстремального значення.

Основні вологі періоди спостерігалися від осені 1974 до літа 1983 рр. та від літа 1997 до літа 2002 рр. У першому десятилітті поточного сторіччя спостерігається тенденція до сильного збільшення інтенсивності вологого періоду на гірській станції Ясиня (басейн р. Чорна Тиса) і невелика тенденція на захід уздовж всього Карпатського хребта (додаток К).

Наступною задачею стало дослідження взаємозв'язку між величинами SPEI за різні часові інтервали та величинами мінімального стоку річок Закарпаття [222; 223]. На рис. 8.9 показаний сумісний графік ходу стоку межені та індексу SPEI (на прикладі р. Стара - п. Зняцево).

Як видно з цього рисунку, періоди низької та високої водності в часовому ході мінімального стоку співпадають з хронологічним ходом індексу SPEI на масштабі 18 місяців. Аналогічні дослідження виконані для всіх досліджуваних постів на різних масштабах SPEI.

Отже взаємозв'язок між індексом посушливості SPEI та меженням стоком існує, а його ступінь змінюється в міру зміни часових інтервалів, за якими розраховані SPEI, та місяців, для яких вони розраховані. Так, для зимової межені найбільші величини коефіцієнтів кореляції отримані для березня та квітня на масштабах SPEI_12 (рис. 8.10), а для літньої межені - для серпня, вересня та жовтня на масштабах SPEI_18 та SPEI_24 (рис. 8.11).

Таким чином, маючи дані про стан зволоженості території, тобто поточні дані про індекси SPEI, можна зробити попереднє прогнозування водності меженного періоду. Результати такої оцінки представлені нижче для регіону Закарпаття.

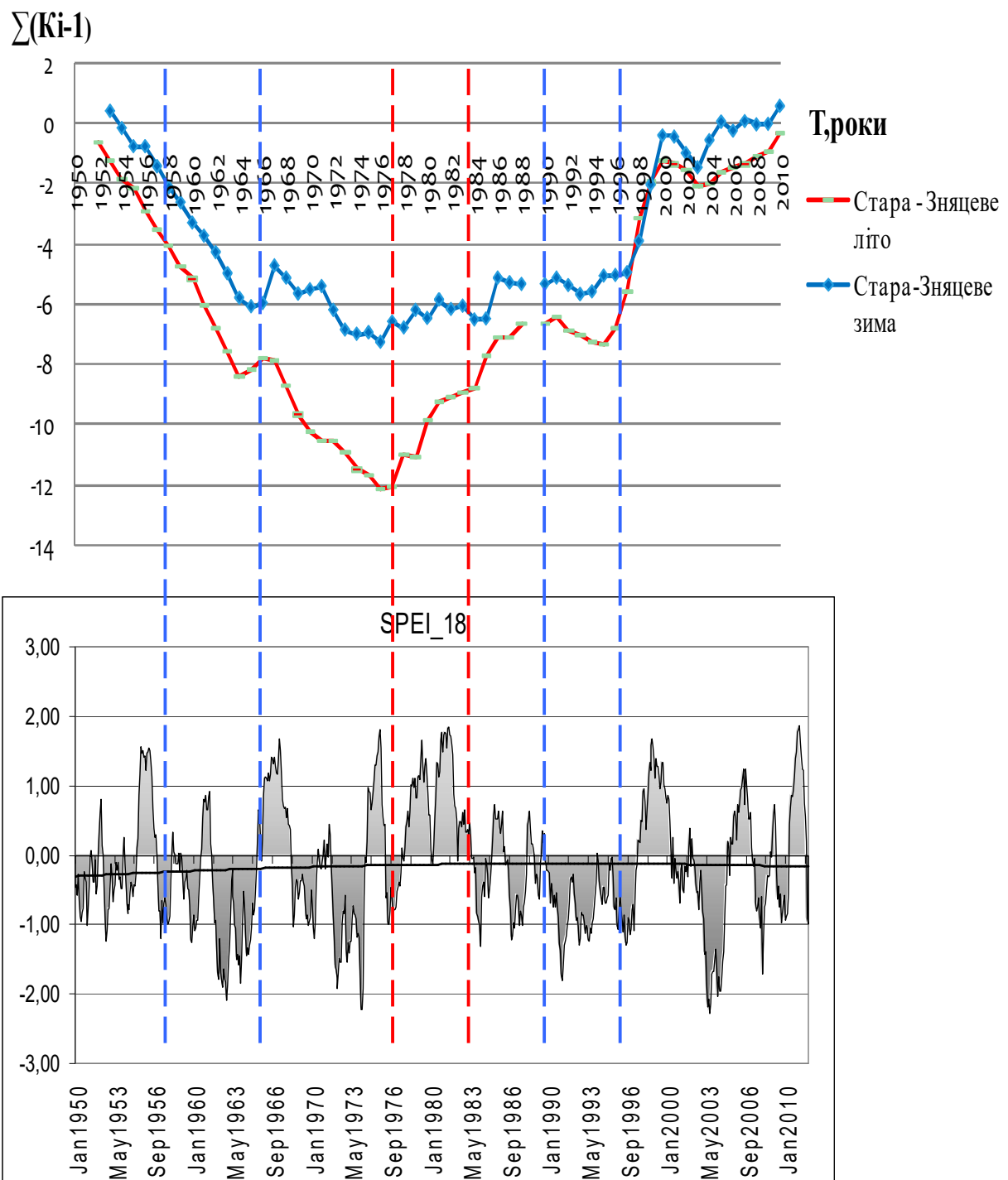


Рис. 8.9 – Сумісний графік різницево-інтегральних кривих р. Стара-Зняцеве в період літньої й зимової межени й індексу SPEI_18 для с. Зняцеве

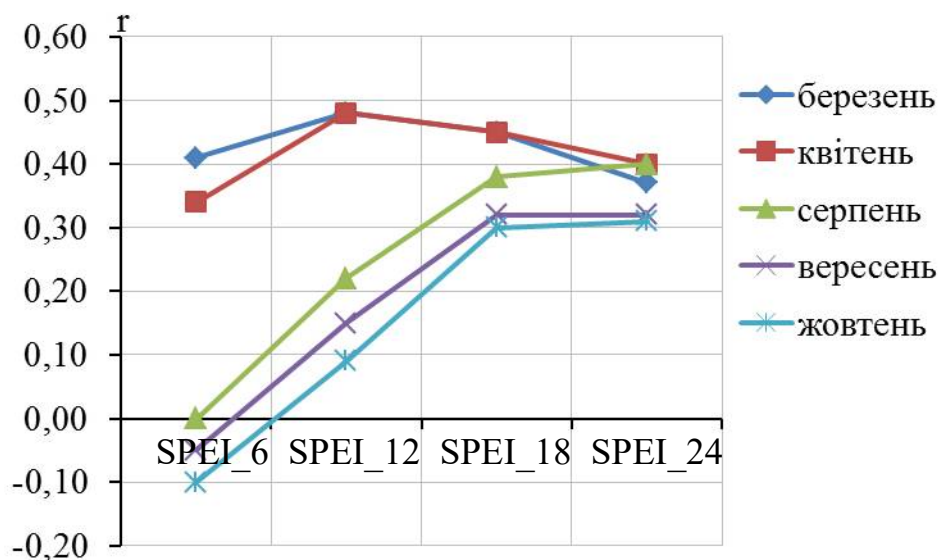


Рис. 8.10 – Залежність коефіцієнтів кореляції між індексами SPEI та мінімальним стоком зимової межні за різні часові інтервали (для станції Чоп).

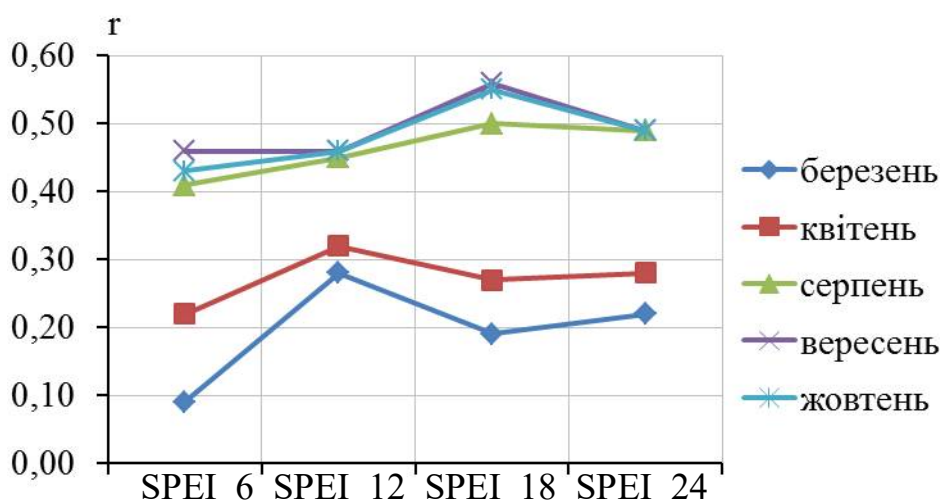


Рис. 8.11 – Залежність коефіцієнтів кореляції між індексами SPEI та мінімальним стоком літньої межні за різні часові інтервали (для станції Зняцево)

Поточний моніторинг посух (станом на вересень 2016 р.) за період 24 місяці (SPEI_24), який представлений на рис. 8.12, характеризується екстремальною посухою на території Закарпаття. Виходячи з цього та враховуючи отримані залежності, можна припустити, що наступного року на даній території буде спостерігатися стійка літньо-осіння межень, а саме її маловодна фаза.

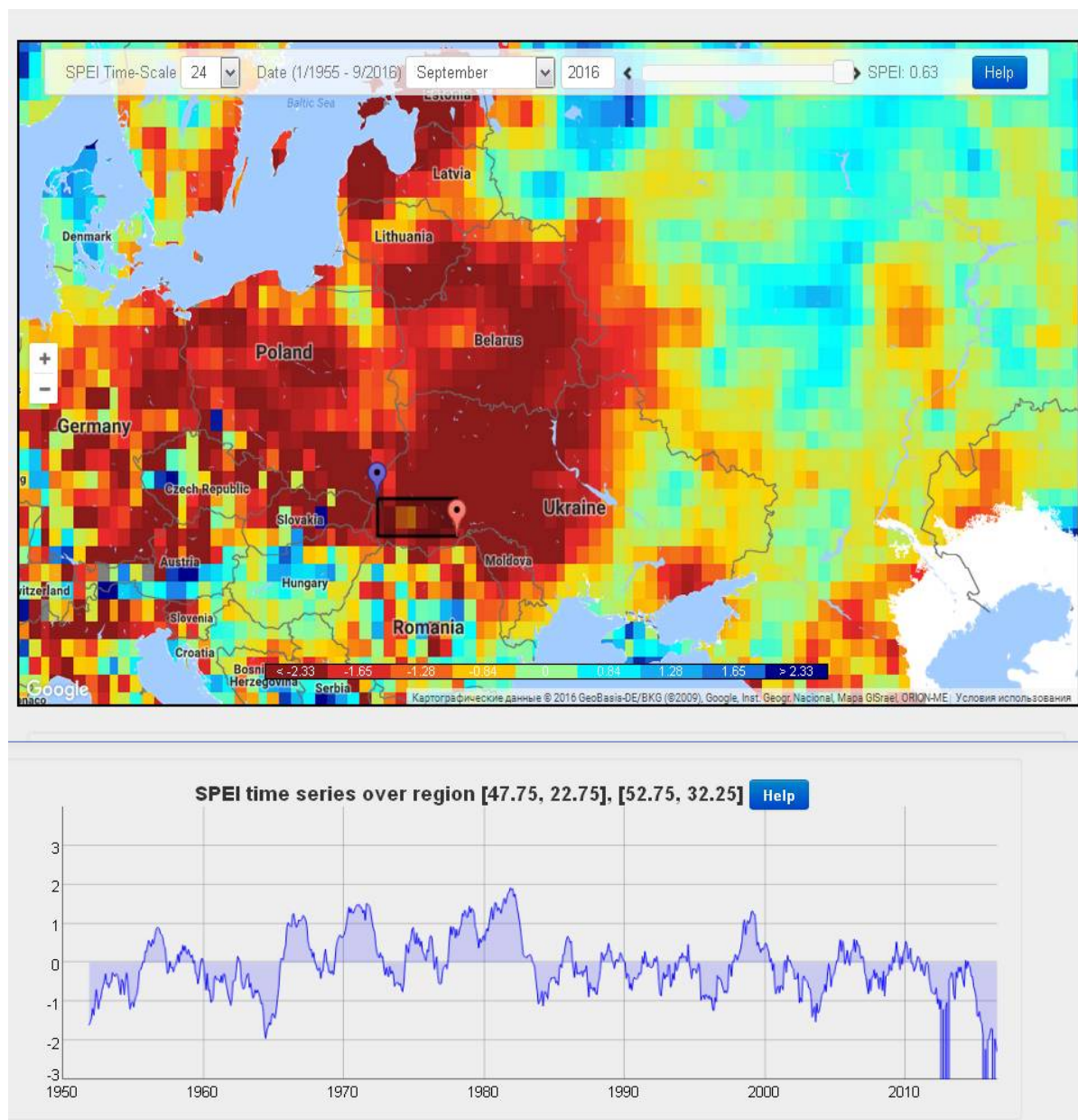


Рис. 8.12 – Поточний моніторинг посух з часовим кроком SPEI_24, вересень 2016

Аналогічні дані для оцінки стійкості зимової межені, а саме SPEI_12 за квітень 2016 року, тобто за рік, які представлені на рис. 8.13, також показують сильну та екстремальну посуху на території Закарпаття. Виходячи з цього, можна допустити, що в наступному році на даній території буде спостерігатись маловодна фаза в ході стоку зимової межені.

Отже отримані результати відкривають перспективи в подальшому прогнозуванні мінімального стоку з використанням індексу SPEI.

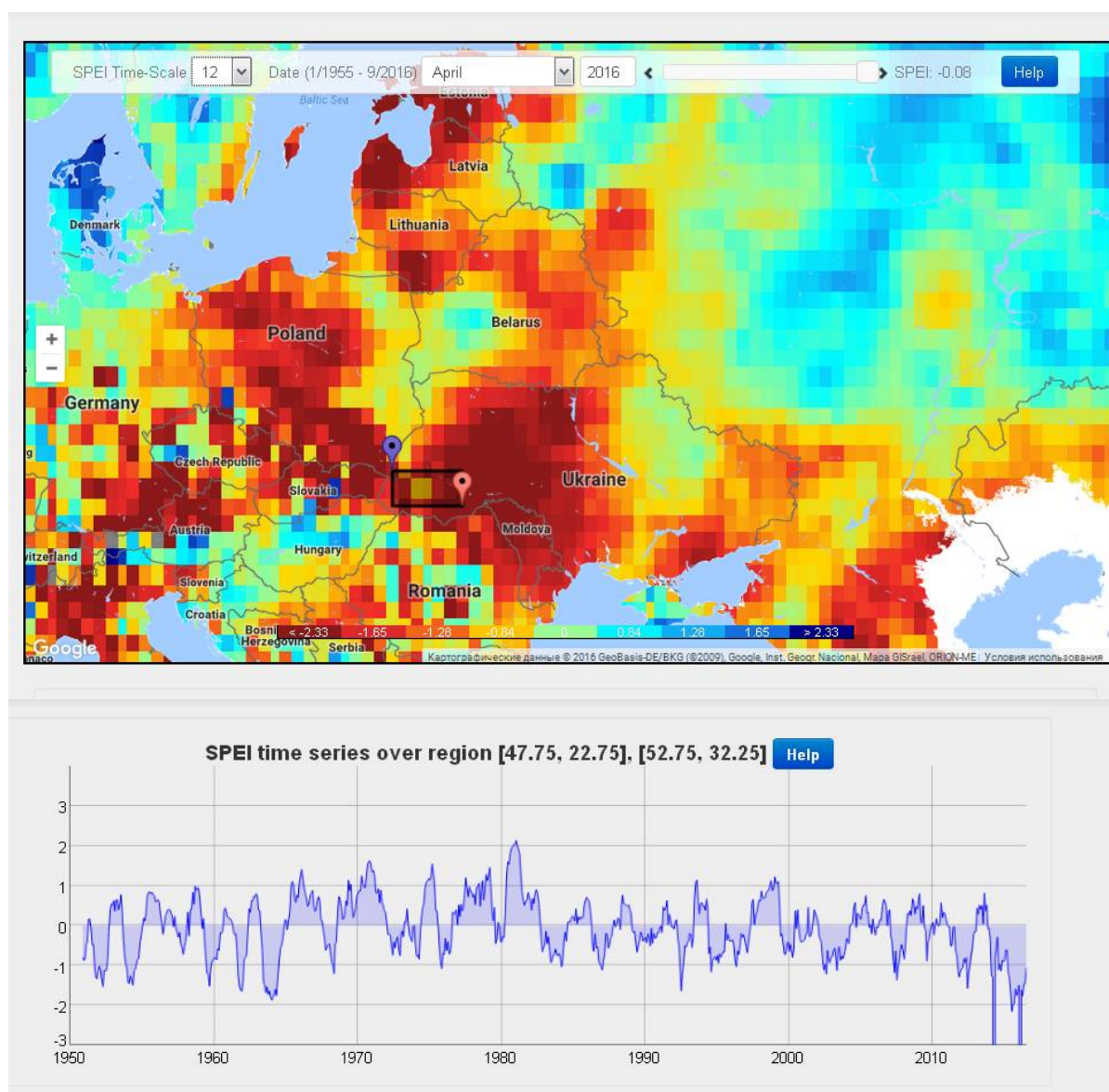


Рис. 8.13 – Поточний моніторинг посух з часовим кроком SPEI_12, квітень 2016

Кліматичне моделювання. Для оцінки можливих змін клімату на мінімальний стік річок Закарпаття використані дані кліматичних сценаріїв РТК4.5 та РТК8.5, які описані вище, а саме середньорічна температура повітря та опади теплої періоду з 2011 року по 2050 рік для метеорологічної станції Ужгород.

Побудувавши графіки хронологічного ходу середньорічної прогнозованої температури повітря для станції Ужгород, можна зробити висновок, що за обома сценаріями спостерігається додатний тренд зі значущими коефіцієнтами кореляції (рис. 8.14 а, б).

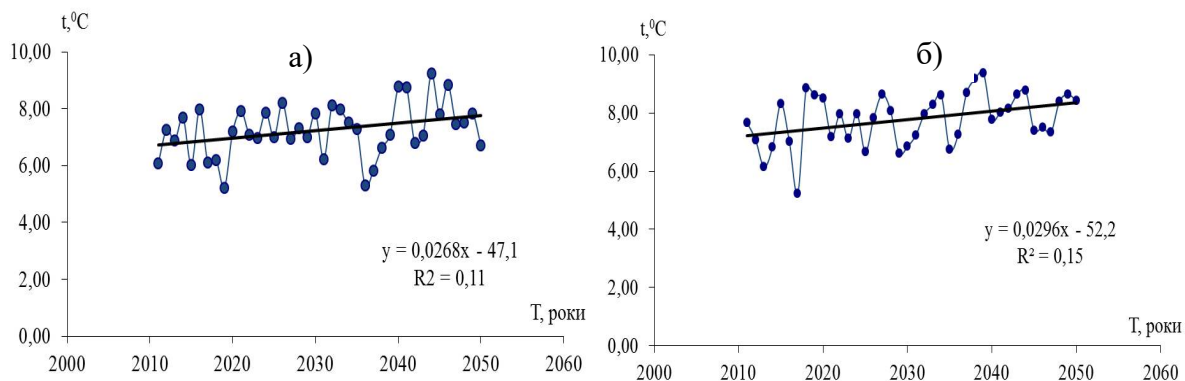


Рис. 8.14 – Хронологічні графіки ходу середньорічної температури повітря для станції Ужгород за сценаріями РТК4.5 (а) та РТК8.5 (б)

Аналізуючи хронологічні графіки ходу середньорічної кількості опадів за теплий період, тобто з квітня по жовтень, для станції Ужгород, можна відмітити, що ситуація відрізняється від температури повітря, причому коефіцієнти кореляції тут є не значущими (рис.8.15 а) та б)).

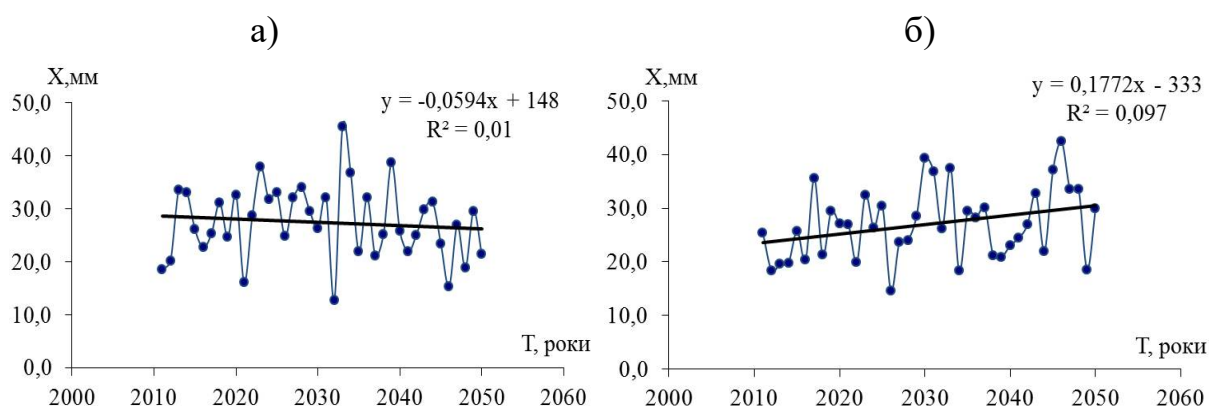


Рис. 8.15 – Хронологічний графік ходу середньорічної кількості опадів за теплий період для станції Ужгород за сценаріями РТК4.5 (а) та РТК8.5 (б)

З іншого боку, для дослідження впливу на мінімальний стік зональних та азоняльних факторів побудовані графіки зміни середньорічних модулів мінімального стоку для літньої та зимової межени від залісенності водозборів, площі водозборів, широти центрів, довжин і ухилів річок. Аналізуючи отримані залежності, можна сказати, що більш значним на мінімальний стік є вплив середньої висоти водозборів, залісенності та ухилу річок. Решта факторів значного впливу не мають.

Враховуючи наведене в довіднику РПВ районування мінімального стоку в залежності від середньої висоти водозбору, нами виконано подібне районування середньорічних модулів мінімального стоку літньої

(а) та зимової (б) межені, та побудовано їх залежності від висот водозборів (рис. 8.16 а та б).

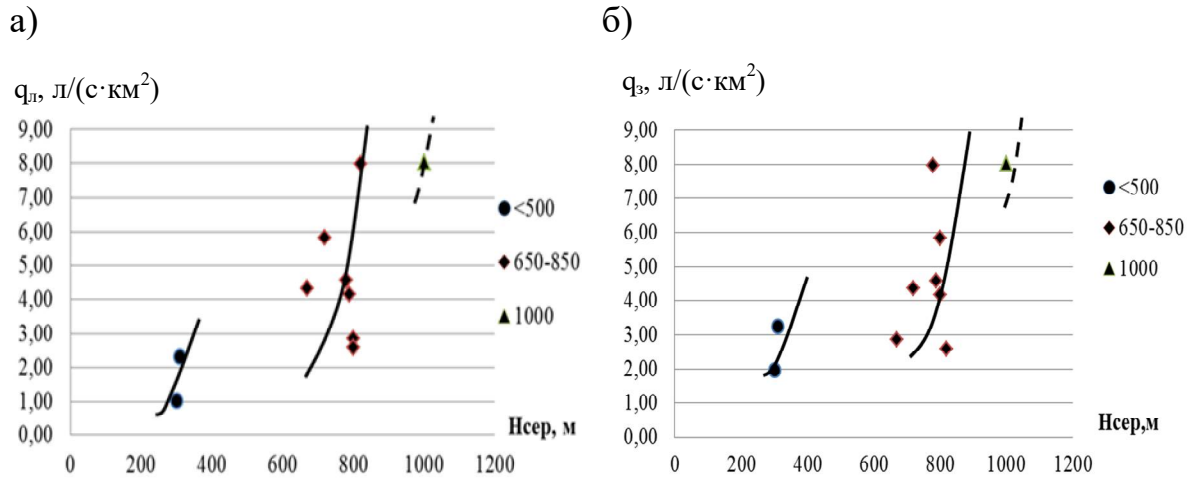


Рис. 8.16 – Залежність середньорічних модулів стоку (приведених до середньої висоти) від висоти водозборів

Як видно на рис. 8.16 а) і б), можна виділити три райони з інтервалами висот меншими за 500 м, 650-850 м і 1000 м. Найчисельнішим є район з інтервалом 650-850 м, до якого відносяться 7 гідрологічних постів.

Наступною задачею стало встановлення залежності між висотою місцевості в Закарпатті та температурою повітря за даними метеостанцій цієї території (рис. 8.17). Як видно з рис. 8.17, така залежність існує і є дуже тісною.

Досить тісною також є залежність між висотою місцевості в Закарпатті та кількістю опадів за теплий період (рис. 8.18).

Таким чином, маючи прогнозні значення температури повітря та опадів, наприклад за теплий період, з одного боку, і залежність цих величин на теперішній час від висоти місцевості, з іншого, можна ввести кліматичні поправки на величину мінімального стоку в майбутньому:

$$k_{зм} = \frac{\bar{q}_{min_{прогн.}}}{\bar{q}_{min_{2010}}}, \quad (8.1)$$

де $\bar{q}_{min_{прогн}}$ – прогнозні значення норми мінімального стоку;

$\bar{q}_{min_{2010}}$ – значення норми мінімального стоку, розраховані станом на 2010 р.

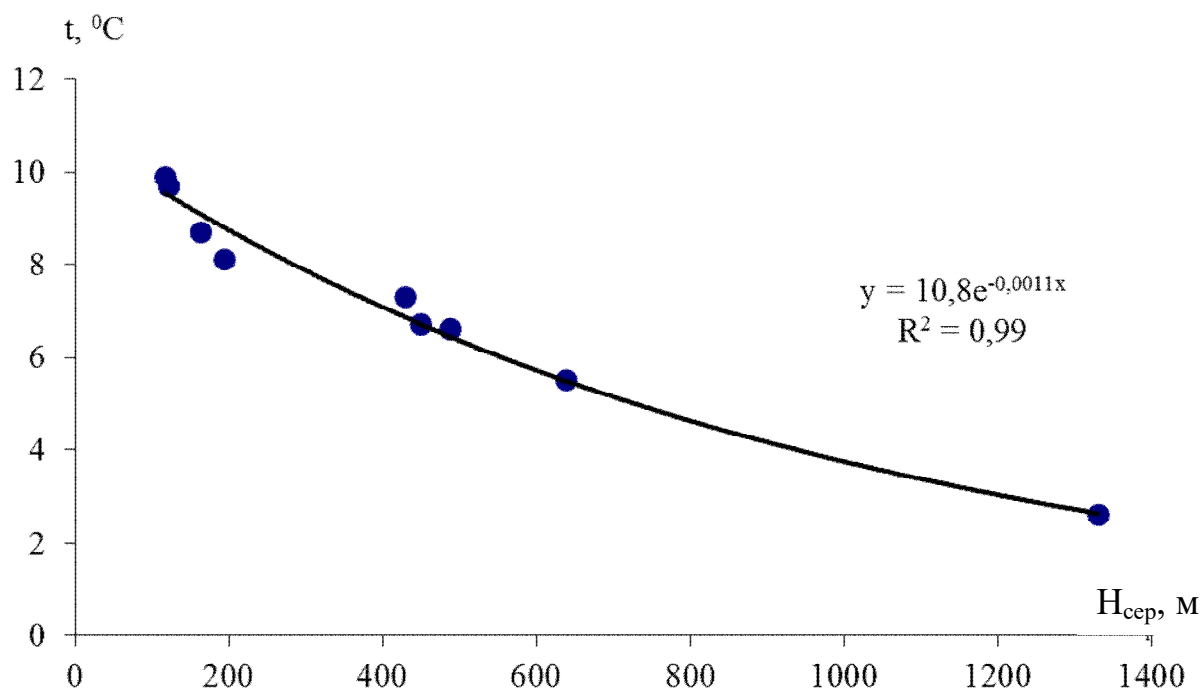


Рис. 8.17 – Залежність середньорічної температури повітря від висоти місцевості в Закарпатті

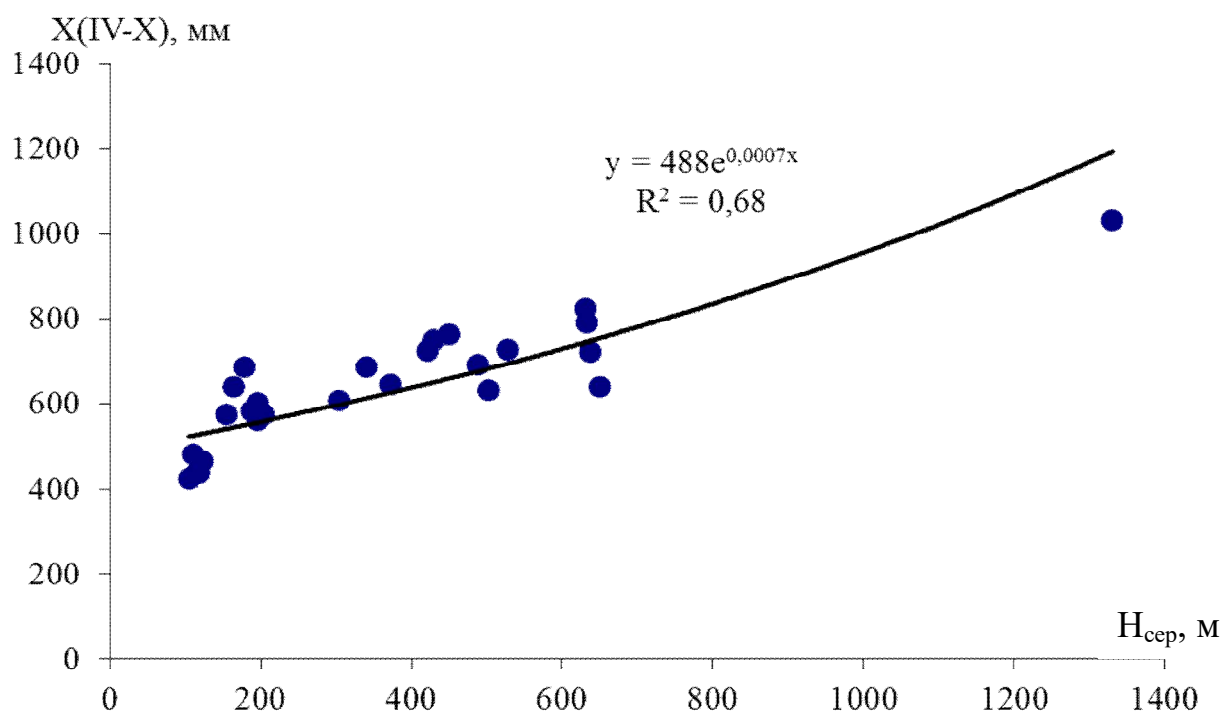


Рис. 8.18 – Залежність кількості опадів за теплий період від висоти місцевості в Закарпатті

З метою отримання розрахункових рівнянь зв'язку між мінімальним стоком і прогнозними значеннями температури і опадів, з одного боку, та місцевими стокоформувальними факторами, з іншого, застосовано метод множинної лінійної регресії [224-226]. В якості предикторів використовувались всі наявні фактори, а саме: середньорічна температура повітря, сума опадів за холодний і теплий періоди року, широта місцевості, площа водозборів, залісеність, довжина та уклон річок. Середня висота водозборів не використовувалась в розрахунках, тому що її вплив представлений через розрахункові значення температури та опадів. В результаті аналізу багатьох варіантів предикторів найбільш оптимальними виявилися такі рівняння:

а) для літньої межені:

$$q_L = 84 - 1,39t_{сер} + 1,093\lg(F + 1) - 1,56\varphi - 0,025f_L, \quad r = 0,81 \quad (8.2)$$

б) для зимової межені:

$$q_3 = 29,6 + 0,012X_{(XI-III)} + 0,86\lg(F + 1) - 0,68\varphi - 0,011f_L, \quad r = 0,52 \quad (8.3)$$

Результати розрахунків по запропонованих рівняннях представлені в додатку Л. Аналізуючи дані, представлені в табл. Л.1 та Л.2, можна відмітити, що регресійні рівняння дають цілком задовільні результати, які знаходяться на рівні точності розрахунків мінімального стоку, за винятком поста р. Голятинка – с. Голятин, який має короткий період спостережень.

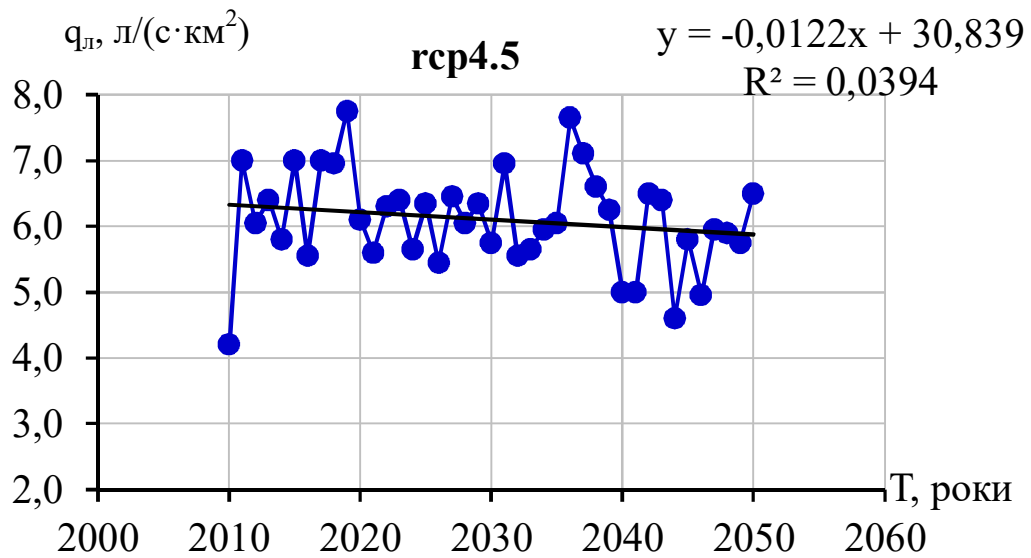
Отримані рівняння надалі були використані для визначення прогнозних значень мінімального стоку за різними сценаріями. З цією метою, спочатку були розраховані $k_{зм}$ за формулою (8.1) для метеостанції Ужгород, потім ці коефіцієнти застосовані для отримання прогнозних значень температури та опадів для поста р. Уж – с. Жорнава, який ближче всього розташований до метеостанції Ужгород. Надалі, використовуючи прогнозні значення температури та опадів за холодний період та використовуючи рівняння (8.2-8.3), розраховані прогнозні значення мінімального середнього стоку літньої та зимової межені для поста р. Уж – с. Жорнава. Хронологічний хід прогнозних значень за різними сценаріями представлений на рис. 8.19 та 8.20.

Прогнозні значення для літньої межені за обома сценаріями мають незначущий від'ємний тренд, але по окремих роках мають місце суттєві відхилення як в бік зменшення, так і збільшення цих величин.

Для зимової межені загальний тренд практично нульовий, але для всього періоду характерні доволі значні коливання.

Перевірити отримані прогнозні значення можна буде в міру надходження даних за останні роки спостережень.

a)



б)

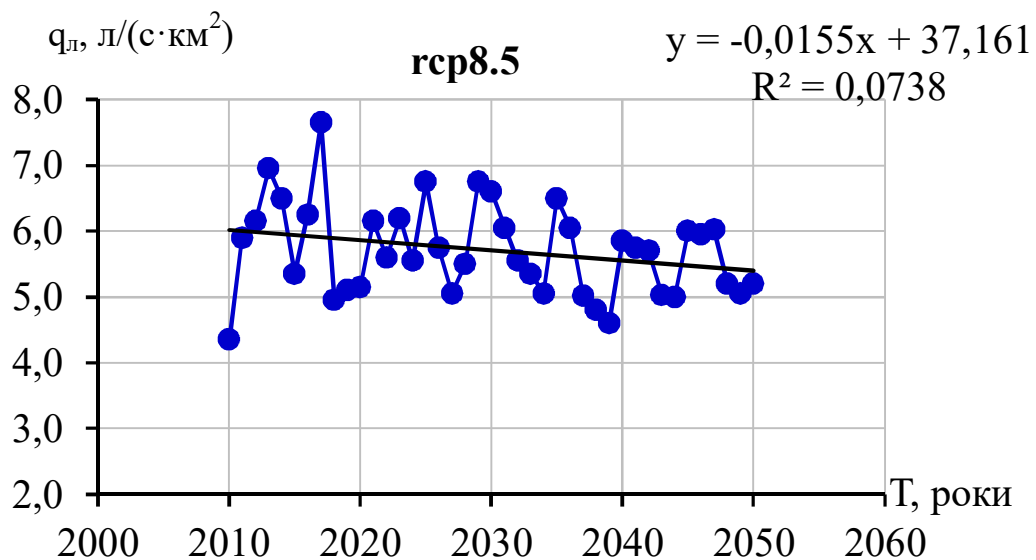
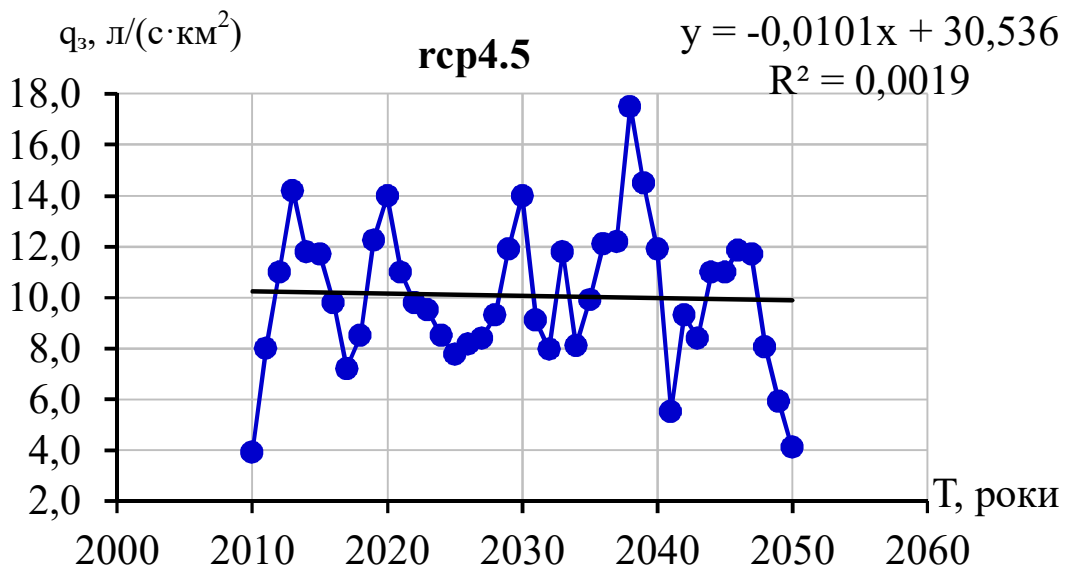


Рис. 8.19 – Прогнозний хід середніх багаторічних значень мінімального літнього стоку для р. Уж – с. Жорнава за сценаріями РТК4.5(а) та РТК8.5(б)

a)



б)

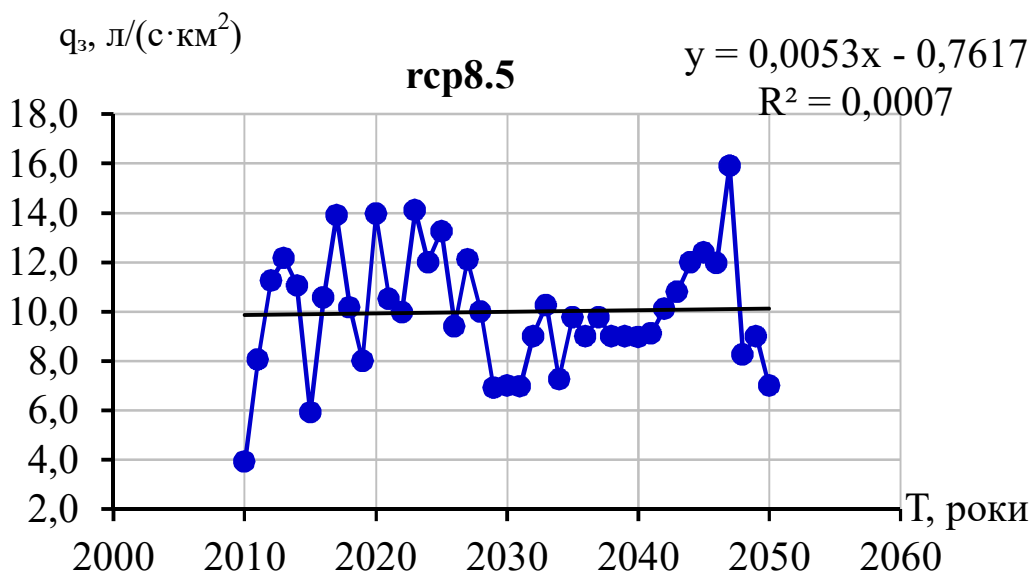


Рис. 8.20 – Прогнозний хід середніх багаторічних значень мінімального зимового стоку для р. Уж – с. Жорнава за сценаріями РТК4.5(а) та РТК8.5(б)

ВИСНОВКИ

Аналіз розподілу територією України катастрофічних паводків і водопіль показав, що найбільша кількість руйнівних паводків припадає на найбільш паводконебезпечний район – Українські Карпати. Отже катастрофічні паводки в Карпатах є характерною рисою гідрологічного режиму річок цієї території.

Переважна більшість паводків у Карпатському регіоні є наслідком випадіння інтенсивних дощів зливогого характеру в теплий період року. Тим не менш у холодний період року при одночасному різкому потеплінні та великій кількості опадів таке явище теж спостерігається.

Паводки, які спостерігаються на річках Гірського Криму також, в окремі роки, носять катастрофічний характер. На кримських річках вони спостерігаються як у теплий, так і в холодний періоди року. Взимку паводки відбуваються в результаті сніготанення, що супроводжується, як правило, випадінням дощів, а влітку – в результаті проходження інтенсивних злив.

Порівняння максимальних витрат води дощових паводків на річках Гірського Криму показало, що витрати паводків теплового періоду перевищують аналогічні величини у холодний період року (практично в 2 рази), тому більше практичне значення має розробка методики визначення саме характеристик паводків теплового періоду року.

На цей час існує досить велика кількість авторських розробок з розрахунку максимального паводкового стоку на гірських річках, зокрема Карпат і Криму, які у різні роки пропонувалися тими чи іншими авторами, що зайвий раз підкреслює специфіку регіонів, які відносяться до найбільш паводконебезпечних в Україні.

Стосовно природних умов Карпат, де є добре виражена залежність елементів паводкового стоку від висотного положення водозборів і залісеності, вплив місцевих факторів на розрахункові параметри максимального стоку необхідно розглядати не через збірні комплекси (наприклад, q_{200}), а за їхнім спрямованим впливом на окремі складові паводків чи водопіль.

Для території Криму в СНиП 2.01.14-83 і в монографії «Ресурси поверхневих вод» також пропонуються формули редуційного типу, але застосування цих формул викликає практичні труднощі, оскільки частина розрахункових параметрів відсутня для регіону Гірського Криму, а інші потребують суттєвого уточнення на сучасних даних.

Аналіз формул об'ємного типу, зокрема Д.Л. Соколовського, показав, що у всьому діапазоні площ водозборів залежність для умов Карпат розташовується вище від кривої, обґрунтованої матеріалами спостережень.

Завищення результатів, на нашу думку, крім всього іншого пов'язане з неврахуванням русло-заплавного регулювання.

Модель в редакції СНіП 2.01.14-83 не відповідає природним умовам Карпат, а, отже, не може надалі використовуватися на практиці. У першу чергу необхідно визнати невдалим підміну кількості опадів за дощовий період $\sum H$ добовим максимумом H_0 . З іншого боку, при $t_{cx}=10$ хв на малих водозборах передбачається формування максимальних витрат за рахунок зливових інтенсивностей порівняно невеликої тривалості, що не відповідає реальним умовам гірських Карпат. Що стосується Криму, то при використанні формули сталої інтенсивності, перш за все, виникають складнощі, пов'язані з визначенням збірного коефіцієнта стоку - параметри для цього регіону відсутні в деяких допоміжних таблицях.

Найбільш теоретично обґрунтованою з числа наявних для розрахунку максимальних витрат води дощових паводків необхідно визнати методику М.В. Гопцій, в основу якої покладена теорія руслових ізохрон та операторна модель формування стоку Є.Д. Гопченка, але вона розроблена лише для території Прикарпаття.

Для території Криму заслуговує на увагу методика О.Л. Скорик-Є.Д. Гопченка, яка спирається на модель А.М. Бефані, але вона має деякі обмеженості у використанні. Також слід відмити, що у цій методиці основна увага була прикута до території степового Криму, в той час як у нашому дослідженні основний об'єкт - Гірський Крим.

Аналітичний огляд науково-методичної бази для нормування характеристик максимального стоку річок, у тому числі й гірських регіонів, свідчить про доцільність застосування при побудованні розрахункових схем теоретичної моделі руслових ізохрон. Для річок Українських Карпат в якості розрахункової рекомендується саме операторна структура, яка фактично не має обмежень з точки зору генетичних типів паводків і водопіль, а також розмірів басейнів річок.

З іншого боку, модель руслових ізохрон може використовуватись й в рамках редуційної структури. Модифікована редуційна формула реалізована на прикладі паводків теплого періоду року на річках Гірського Криму.

Для досліджень та аналізу паводків на річках Українських Карпат і Криму залучена гідрометеорологічна багаторічна інформація про шари та максимальні витрати води дощових паводків теплого і холодного періодів станом на 2010 рік.

Для обґрунтування розрахункової методики створено базу вихідних даних по максимальному дощовому стоку річок досліджуваної території по 93 гідрологічних станціях і постах Державної мережі Гідрометслужби в межах території Українських Карпат та 54 гідрологічних постах по максимальному дощовому стоку річок Криму.

Статистичні параметри емпіричних рядів максимальних витрат води і шарів стоку обчислені методами моментів і найбільшої правдоподібності, а характеристики Q_m та Y_m 1%-оїмовірності перевищення встановлені на базі кривої трипараметричного гама-розподілу. Для річок Карпатського регіону шари стоку уточнені з використанням методики С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля, яка ґрунтується на сумісному аналізі полів $\bar{y}_m$, C_v і C_s/C_v .

На етапі обґрунтування параметрів розрахункових методик для річок досліджуваних територій визначені та узагальнені по території характеристики схилового припливу. Для річок Українських Карпат коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$ рекомендується брати на рівні 9,19 ($n=0,12$); для річок Гірського Криму ця величина осереднена на рівні 16 ($n=0,07$).

Тривалість схилового припливу визначалась чисельним методом, а також, на прикладі річок Гірського Криму, за допомогою комбінованого методу, який підтвердив результати, отримані чисельним шляхом.

Дослідження впливу місцевих факторів на тривалість схилового припливу зазвичай здійснюється в основному за басейновим принципом, тому досліджувана територія поділена відповідно до фізико-географічного районування на Закарпаття і Передкарпаття та окремо територія Гірського Криму. Показано, що тривалість схилового припливу дощових паводків на річках як *Закарпаття*, так і *Передкарпаття* загалом підлягає висотній поясності, причому із збільшенням висоти водозборів вона збільшується. Аналогічна картина спостерігається на річках *Гірського Криму*, але крім доволі чіткої залежності від висоти, тут виділяється також зона карсту. Окремо слід відзначити, що на Закарпатті також спостерігається значущий вплив залісеності на величину T_0 .

На основі даних, отриманих в результаті дослідження впливу основних чинників на тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі, значення T_0 при $H_{сер} = 500$ м і $f_n = 50$ % узагальнені по території Українських Карпат шляхом їх картування.

Максимальні модулі схилового припливу 1%-оїзабезпеченості на території Українських Карпат змінюється від $3,01 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Лютянка (Люта) - с. Чорноголова) до $14,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Прут - м. Яремча). Розрахункові значення для річок Гірського Криму коливаються від $0,48 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Салгир-с. Листв'яне) до $25,92 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Ворон - с. Ворон).

Наявність значущої залежності між максимальними модулями схилового припливу водозборів Гірського Криму і широтою місцевості є підставою для їх картування. Аналіз отриманої карти показав, що розрахункові граничні модулі схилового припливу в цілому збільшуються з північного сходу на південь від $0,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ до $10\text{-}15 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Локальні максимуми ($20 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) спостерігаються на річках Чорна та Ворон. В межах водозборів цих річок відбувається активне розвантаження карстових вод. З іншого боку, мінімальні значення максимальних модулів схилового припливу ($2,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) приурочені до зони живлення карсту на водозборах річок Біюк- Карасу, Зуя, Авунда.

Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом часу руслового добігання представлена відповідною функцією, яка зумовлена співвідношенням між тривалостями руслового добігання та схилового припливу. Розрахункові значення для всіх водозборів в межах Українських Карпат коливаються в діапазоні від 0,194 (р. Стрий - смт Верхнє Синьовидне) до 0,518 (р. Бистриця - с. Ямниця).

Русло-заплавне регулювання у пропонованій схемі враховується за допомогою коефіцієнта ε_F , узагальненого по території Українських Карпат в залежності від площі водозборів.

Точність розрахунку за обома пропонованими варіантами розрахунку (для Українських Карпат та Гірського Криму) знаходиться на рівні $\pm 19,3\%$, що відповідає точності вихідної інформації по максимальному стоку річок. Викладене дозволяє рекомендувати методику, розроблену для гірських річок України, для практичного застосування.

В умовах глобальних та регіональних змін клімату ймовірність появи екстремальних природних явищ зростає, зокрема, посух, які безпосередньо впливають на формування меженного стоку річок.

Для гірської частини Українських Карпат найбільш низька межень характерна для зимового періоду, коли річки переходять виключно на підземне живлення. Літня межень тут є значно вищою, оскільки на меженні витрати води значний вплив мають дощі, зумовлюючи пилкоподібний характер гідрографів стоку.

Дослідження чинників формування генетичних складових стоку теплого періоду маловодних років на водотоках ЗВБС показало, що важливими факторами формування стоку є висота місцевості й ступінь залісеності водозборів.

Основними факторами, які визначають мінливість мінімального стоку річок Криму, є геологічні фактори (карст) і господарська діяльність людини. Вплив цих чинників позначається, з одного боку, у регулюванні мінімального стоку, внаслідок чого спостерігається незначне його коливання, з іншого, під дією забору води коливання стоку відбувається в значних розмірах.

Кліматичні умови України є сприятливими для утворення різних типів посух. Для території країни частими є метеорологічні та сільськогосподарські (агrometeorологічні) посухи. Гідрологічні посухи характеризуються зменшенням кількості води, що надходить до річок і водойм, і зниженням їх рівня, а також зменшенням запасів ґрунтових вод.

Для оцінки гідрологічних посух потрібно використовувати такі індекси, які б враховували не тільки поточні умови зволоженості, але й попередні, на доволі тривалих проміжках часу, які б враховували наявність метеорологічних і сільськогосподарських посух. Такій умові відповідають стандартизований індекс опадів SPI, стандартизований індекс опадів-евапотранспірації SPEI, а також індекс суворості посух Палмера (PDSI).

Існуючі оцінки просторово-часового розподілу стандартизованого індексу опадів SPI для території України показали, що в період 1980-2009 рр. спостерігалася тенденція до збільшення кількості посух, порівняно з періодом 1950-1979 рр., а максимум повторюваності посух спостерігався в Миколаївській, Херсонській, Одеській і Вінницькій областях.

У виконаних для території України дослідженнях посух із застосуванням індексу SPEI встановлено, що протягом другої половини XX століття і на початку поточного найбільша кількість посух спостерігалася в останні тридцять років (1981-2010 рр.), при цьому осередок максимальної повторюваності інтенсивних засух розташовувалася в південних і південно-західних областях - Чернівецькій, Одеській і Миколаївській.

Стандартизовані індекси опадів, зокрема SPEI, набули широкого застосування також для виявлення гідрологічних посух і визначення зв'язку між посушливими періодами та параметрами гідрологічного стоку, як це показано у багатьох сучасних дослідженнях.

Оцінка просторово-часового розподілу посух в майбутньому може здійснюватись на основі даних кліматичного моделювання Всесвітньої програми досліджень клімату. До 2014 року напрями досліджень проєкцій змін клімату визначалися основними чотирма сюжетними лініями СДСВ, в рамках яких розглядається низка можливих змін чисельності населення і економічної активності на протязі XXI століття

В 2014 році світовій спільноті були представлені матеріали П'ятої фази Проєкту порівняння спільних моделей (ППСМ5) Всесвітньої програми досліджень клімату, в якій використовується новий набір сценаріїв, а саме – Репрезентативні траєкторії концентрацій (РТК).

Для оцінки майбутнього розподілу і повторюваності посух в короткостроковій перспективі (на 2020-2050 рр.) на території України використано прогностичні поля опадів з базою даних глобального кліматичного моделювання ППСМ5. Осереднення прогнозованих полів опадів з кроком регулярної сітки 2,5 градуси проведено по 32 глобальних моделях. Мультимодельні дані взяті для двох граничних кліматичних сценаріїв – м'якого RCP2.6 і жорсткого – RCP8.5.

Оцінка повторюваності й інтенсивності очікуваних посух для теплого сезону (квітень-жовтень) впродовж 2020-2050 рр. виконана за допомогою стандартизованого індексу опадів SPI на масштабі 7 місяців.

За сценарієм RCP2.6 по території країни сезонні посухи прогножуються в середньому в 48-56% всіх років. Найбільша повторюваність посух (понад 56%) спостерігатиметься в північно-східних областях та Карпатському регіоні (понад 54% років), в Криму повторюваність посух близька до 50%. За сценарієм RCP8.5 загальна повторюваність посух по території країни становить переважно 44-52%, при цьому найбільша повторюваність (понад 52%) спостерігатиметься в Приазов'ї, Закарпатті та на півночі (Київська та Чернігівська області). На Кримському півострові повторюваність також близька до 50%. Мінімум сезонних посух (менше 48%) припадає на південний захід країни – Одеську, Миколаївську, Вінницьку області.

Оцінка просторово-часового розподілу посух в Закарпатському регіоні була виконана за допомогою стандартизованого індексу опадів-евапотранспірації SPEI, який, базуючись на температурі та опадах, є зручним для оцінки можливості виникнення посух на тривалих проміжках часу в кліматі, що теплішає.

За умов реалізації відносно м'якого кліматичного сценарію РТК4.5 на Закарпатті можна очікувати більш несприятливих умов, пов'язаних з виникненням посух різної інтенсивності. При цьому на більших часових масштабах (18 та 24 місяці) загальна кількість помірних та сильних посух вища, ніж на масштабі 12 місяців, а кількість екстремальних посух вказує на ймовірність формування гідрологічних посух у зв'язку з тривалим дефіцитом атмосферних опадів.

В жорсткому сценарії РТК8.5 загальна кількість посух на масштабі 12 місяців менша, ніж в сценарії РТК4.5, екстремальні посухи майже не прогножуються в жодному з часових масштабів. На більших масштабах зростатиме кількість років з м'якими посухами та зменшиться кількість з помірними при збереженні відносно невеликої частки років з сильними посухами, що загалом, спричинятиме зменшення річкового стоку через нестачу опадів на фоні посиленого випаровування при прогнозованому зростанні температури повітря.

На прикладі річок Закарпаття досліджено взаємозв'язок між індексом посушливості SPEI та меженням стоком. Такий взаємозв'язок існує, а його ступінь змінюється в міру зміни часових інтервалів, за якими розраховані SPEI, та місяців, для яких вони розраховані. Так, для зимової межени найбільші величини коефіцієнтів кореляції отримані для березня і квітня на масштабах SPEI_12, а для літньої межени - для серпня, вересня і жовтня на масштабах SPEI_18 та SPEI_24.

Поточний моніторинг посух (станом на вересень 2016 р.) за період 24 місяці (SPEI_24) характеризується екстремальною посухою на території Закарпаття. Виходячи з цього та враховуючи отримані залежності, можна припустити, що наступного року на даній території буде спостерігатися стійка літньо-осіння межень, а саме - її маловодна фаза.

Аналогічні дані для оцінки стійкості зимової межені, а саме SPEI₁₂ за квітень місяць 2016 року, тобто за рік, також свідчать про сильну і екстремальну посуху на території Закарпаття. Виходячи з цього, можна припустити, що в наступному році на даній території буде спостерігатись маловодна фаза в ході стоку зимової межені.

Для оцінки можливих змін клімату на мінімальний стік річок Закарпаття використані дані кліматичних сценаріїв РТК4.5 та РТК8.5, а саме середньорічна температура повітря та опади теплого періоду з 2011 року по 2050 рік для метеорологічної станції Ужгород.

З метою отримання розрахункових рівнянь зв'язку між мінімальним стоком і прогнозними значеннями температури і опадів, з одного боку, та місцевими стокоформувальними факторами, з іншого, застосовано метод множинної лінійної регресії. В якості предикторів використовувались всі наявні фактори: середньорічна температура повітря, сума опадів за холодний і теплий періоди року, широта місцевості, площа водозборів, залісеність, довжина та уклон річок.

Прогнозні значення для літньої межені за обома сценаріями мають незначущий від'ємний тренд, але в окремі роки мають місце суттєві відхилення як в бік зменшення, так і збільшення цих величин.

Для зимової межені загальний тренд практично нульовий, але для всього періоду характерні доволі значні коливання.

Перевірити отримані прогнозні значення можна буде в міру надходження даних за останні роки спостережень.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАНЬ

1. Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Ленинград: Гидрометеиздат, 1971. 473 с.
2. Атлас України / кер. проекту Л.Г. Руденко, В.С. Чабанюк, А.І. Бочковська / Інститут географії Національної академії наук України і Товариство з обмеженою відповідальністю «Інтелектуальні системи ГЕО», Інтелектуальні Системи ГЕО, 1999–2000. URL: <http://www.isgeo.kiev.ua> (дата звернення: 15.03.2015).
3. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеса: ТЕС, 2014. 484 с.
4. Гопченко Є.Д., Кічук Н.С., Овчарук В.А. Максимальний стік дощових паводків на річках Півдня України: монографія / Одеський державний екологічний університет. Одеса: ТЕС, 2016. 212 с.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6: Украина и Молдавия. Вып.1: Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.
6. Швец Г.И. Выдающиеся гидрологические явления на юго-западе СССР: монография. Ленинград: Гидрометеиздат, 1972. 244 с.
7. Вишневський В.І. Максимальні витрати води на річках Українських Карпат // Труды УкрНДГМІ. 1999. Вип.247. С. 102–113.
8. Полякова С.О., Сусідко М.М., Щербак А.В. Каталог характеристик дощових і сніго-дощових паводків на річках Карпатського регіону за 1989–2002 роки // Труды УкрНДГМІ. 2006. Вип.255. С. 298–309.
9. Сусідко М.М., Лук'янець О.І. Паводки в Карпатах – причини їх виникнення та повторюваність // Матеріали міжнародної науково-практичної конференції «Стихійні явища у Карпатах». Рахів, 1999. С.316–321.
10. Бойко В.М., Петренко Л.В. Стихійні гідрологічні явища на річках України в останні 10-15 років та проблеми їхнього оперативного попередження // Наук. праці УкрНДГМІ. 2006. Вип.355. С. 272–278.
11. Valeriya Ovcharuk, Eugene Gopchenko, Eugene Boyarintsev and Eugene Hritsenko. Determination of areas of possible submergence of settlements During of flooding on the rivers of Prykarpattya with using satellite data // Third Space for Hydrology Workshop Surface Water Storage and Runoff: Modeling, In-Situ data and Remote Sensing 15-17 September 2015 ESA-ESRIN, Frascati (Rome), Italy. URL: <http://hydrospace2015.org> (дата звернення: 20.10.2015).
12. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6: Украина и Молдавия. Вып.4: Крым. Ленинград: Гидрометеиздат, 1973. 848 с.

13. Мырза Е.Л., Овчарук В.А. Анализ условий формирования паводков холодного периода на реках Крымских гор // Геополитика и экогеодинамика регионов: научный журнал. 2014. Т.10. Вып 1. С.740–745.
14. Атлас Украинской ССР и Молдавской ССР / Главное управление геодезии и картографии; Министерство геологии и охраны недр СССР. Москва, 1962. 90 с.
15. Олиферов А.Н. Реки и озёра Крыма. Симферополь: Доля, 2005. 216 с.
16. Тарасенко В.С., Боровский Б.И., Тимченко З.В., Борисов Б.М. Устойчивый Крым // Водные ресурсы. Симферополь: Таврида, 2003. 413 с.
17. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. Одесса: ТЭС, 2002. 110 с.
18. Овчарук В.А., Прокофьев О.М., Тодорова Е.И. Особенности формирования паводков теплого периода на реках Горного Крыма // Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія. ». 2015. Вип. 42. С. 99–106.
19. Руководство по гидрологической практике. Сбор и обработка данных, анализ, прогнозирование и другие применения / Пятое изд., Всем. Метеор. Орг., 1994 / Изд. на русском языке, 1997. 843 с.
20. Guide to Hydrological Practices. Volume II – Management of Water Resources and Application of Hydrological Practices. WMO. No. 168, Sixth edition, 2009. 302 p.
21. World Meteorological Organization, 1969: Manual for Depth-area-duration Analysis of Storm Precipitation. WMO. No. 237, Geneva.
22. World Meteorological Organization, 1986: Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation. Operational Hydrology Report No. 1, WMO. No. 332, Geneva.
23. Weisner, CJ, 1970: Hydrometeorology. Chapman & Hall, London.
24. U.S. Weather Bureau, 1976: Hydrometeorology. Reports 55A, 56 and 57.
25. Kennedy, MR, Pearce, HJ, Canterford, RP and Mintz, LJ, 1988: The estimation of generalized probable maximum precipitation in Australia. Workshop on spillway design floods, Canberra, 4 February 1988, Australian National Committee on Large Dams Bulletin, Issue 79, April 1988.
26. Kite, GW, 1988: Frequency and Risk Analysis in Hydrology. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado.
27. World Meteorological Organization, 1989: Statistical Distributions for Flood Frequency Analysis (C.Cunnane). Operational Hydrology Report, 33, WMO. No. 718, Geneva.
28. Leese, M. N., 1973: Use of censored data in the estimation of Gumbel distribution parameters for annual maximum flood series. Water Resources Research, Vol. 9, No. 6, P. 1534–1542.

29. Interagency Advisory Committee on Water Data, 1982: Guidelines for Determining Flood Flow Frequency. Bulletin 17B of the Hydrology Subcommittee, U.S. Geological Survey, Office of Water Data Coordination, Reston, Virginia.

30. Pilon, PJ, Condie, R. and Harvey, KD, 1985: The Consolidated Frequency Analysis (CFA) Package. (HOMS component I.81.2.02), Environment Canada, Water Resources Branch, Ottawa, 163 p.

31. Leese, MN, 1973: Use of censored data in the estimation of Gumbel distribution parameters for annual maximum flood series. Water Resources Research, Vol. 9. No. 6, P. 1534–1542.

32. Condie, R., 1986: Flood samples from a three-parameter lognormal population with historic information: the asymptotic standard error of estimate of the T-year flood. Journal of Hydrology, Vol. 85. P. 139–150.

33. Stedinger, JR and Cohn, TA, 1986: Flood frequency analysis with historical and paleoflood information. Water Resources Research, Vol. 22. No. 5. P. 716–785.

34. Kite G.W., 1988: Frequency and Risk Analysis in Hydrology. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado.

35. Benson, MA, 1962: Evolution of methods for evaluating the occurrence of floods. US Geological Survey Water-Supply Paper 1580-A, Reston, Virginia. 30 p.

36. Benson, MA, 1962: Factors influencing the occurrence of floods in a humid region of diverse terrain. US Geological Survey Water-Supply Paper 1580-B, Reston, Virginia. 62 p.

37. Benson, MA, 1964: Factors affecting the occurrence of floods in the southwest. US Geological Survey Water-Supply Paper 1580-D, Reston, Virginia, 72 p.

38. Thomas, DM and Benson, MA, 1970: Generalization of streamflow characteristics from drainage-basin characteristics. US Geological Survey Water-Supply Paper 1975, Reston, Virginia. 55 p.

39. Tasker, GD, 1980: Hydrologic regression with weighted least squares. Water Resources Research, Vol. 16. No. 6. P. 1107–1113.

40. Stedinger, JR and Tasker, GD, 1985: Regional hydrologic analysis – ordinary, weighted and generalized least squares compared. Water Resources Research, Vol. 21. No. 9. P. 1421–1432.

41. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. 303 с.

42. Соколовский Д.Л. Речной сток. Ленинград: Гидрометеиздат, 1968. 538 с.

43. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1973. 111 с.

44. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 447 с.

45. Соколов А.А. Максимальный сток талых вод элементарных бассейнов и природа его редукции // Труды ГГИ. 1963. Вып.107. С. 63–112.
46. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Ленинград: Гидрометеиздат, 1956. 467 с.
47. Гопченко Е.Д. О редукционных формулах максимального стока // Труды УкрНИГМИ. 1980. Вып.175. С. 85–93.
48. Лютик П.М. Условия формирования и расчета паводочного стока рек горной системы Карпат // Труды УкрНИГМИ. 1983. Вып.194. С. 3–18.
49. Лютик П.М., Бедратенко В.Т., Геращенко М.Н., Задорожная Т.В., Киптенко Е.Н. Паводки на реках Украинских Карпат в июле 1980 г. и условиях формирования // Труды УкрНИГМИ. 1983. Вып.194. С. 57–72.
50. Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Методика нормирования характеристик максимального стока дождевых паводков теплого периода для рек Горного Крыма // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов: Труды Четвертой Всероссийской научной конференции с международным участием, Москва, 15–18 сентября 2015 / ИВП РАН: отв. ред. Болгов М.В. Москва: ИВП РАН, 2015. С. 77–79.
51. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах // Труды ННУ ГУ ГМС, сер. IV. 1945. Вып.13. 191 с.
52. Соколовский Д.Л. Водные ресурсы рек промышленного Урала и методика их расчета. Свердловск-Москва: Гидрометеиздат, 1943. 247 с.
53. Лалыкин Н.В. Расчет максимальных расходов ливневых паводков на реках Карпат и Предкарпатья // Труды УкрНИГМИ. 1963. Вып. 39. С. 54–64.
54. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ. 1958. С. 309.
55. Алексеев Г.А., Адерихин В.В. Методы и примеры объективной сравнительной оценки качества и точности формул для расчета гидрологических характеристик // Метеорология и гидрология. 1987. №2. С. 84–95.
56. Иваненко А.Г., Мельничук О.Н. Метод расчета вероятных максимальных расходов ливневых и дождевых вод для рек и временных водотоков в Украинских Карпатах (с применением номограмм) // Метеорология, климатология и гидрология. 1969. Вып. 5. С. 154–164.
57. Вишневський П.Ф. Зливи та зливовий стік. Київ: Наукова думка, 1964. 291 с.
58. Болдаков Е.В. Переходы через водотоки. Москва: Транспорт, 1965. 422 с.
59. Траскова А.В. Особливості розподілу максимальних снігозапасів та опадів під час весняного водопілля на гірських водозборах басейну Дністра // Матеріали XV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ; Одеський державний екологічний університет. Одеса: ТЕС, 2016. С. 83-85.

60. Овчарук В.А., Траскова А.В., Тодорова О.І. Розподіл максимальних снігозапасів та опадів під час весняного водопілля на прикладі гірських водозборів басейну річки Дністер // Матеріали Міжнародної наукової конференції «Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків» (до 140-річчя започаткування географії у Чернівецькому національному університеті ім. Ю. Федьковича,); Чернівці, 11-13 жовтня 2016р. Чернівці: Чернів. нац. ун-т, 2016. С. 172-174.

61. Овчарук В.А., Траскова А.В., Тодорова О.І. Розподіл максимальних снігозапасів та опадів під час весняного водопілля на прикладі гірських водозборів басейну річки Дністер // Вісник Чернівецького національного університету ім. Ю. Федьковича. 2016. Вип. 775-776. С. 84-89.

62. Гопченко Є.Д., Грушковська І.О. Максимальний стік дощових паводків в басейні річки Сіверський Донець // Вісник Одеського державного екологічного університету: науковий журнал/ голов. ред. В.М. Хохлов. 2015. Вип. 19. Одеса: ТЕС, 2015. С.107-113.

63. Гопченко Є.Д., Катинська І.В., Бурлуцька М.Е. Розрахункові характеристики річного стоку на території Закарпаття // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. 2016. Т. 1(40). С. 42-51.

64. Гарькавенко Є.О., Гопченко Є.Д. Максимальні снігозапаси в басейні річки Сіверський Донець // Матеріали XV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ; Одеський державний екологічний університет. Одеса: ТЕС, 2016. С. 64-65.

65. Гопченко Є.Д., Гопцій М.В. Максимальний стік дощових паводків у Передкарпатті: монографія. Одеса: ТЕС, 2015. 125 с.

66. Скорик А.Л. Паводочный сток в теплую часть года на территории Крымского полуострова и его расчетные характеристики: дис. ... канд. геогр.наук: 11.00.07 / Одес. госуд. экол. ун-т. Одесса, 1997. 241 с.

67. Гопченко Е.Д., Эль Фриги Хасен Лотфи. Обоснование расчетной продолжительности притока воды со склонов в русловую сеть. 12 с. Депон. в УкрНИИИТИ 10.10.88, №2576 – Ук.88.

68. Гопченко Е.Д., Джабур Кхалдун. Обоснование расчетной методики для определения слоя паводочного стока рек Карпат на базе схемы районирования территории по условиям формирования паводков // Метеорология, климатология и гидрология. 1999. Вып. 39. С. 222–232.

69. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять: монографія. Одеса: Екологія, 2011. 336 с.

70. Гопченко Е.Д., Казанкова Т.А., Романчук М.Е. Обоснование расчетной схемы максимального стока, опирающейся на теорию русловых изохрон // Метеорология, климатология и гидрология. 1999. Вып. 36. С. 170–179.

71. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СССР. Обнинск, 1981. Вып.2. 60 с.
72. Железняк И.А. Теоретические основы и алгоритмы расчета на ЭВМ гидрографа половодья заданной вероятности превышения // Труды УкрНИГМИ. 1979. Вып.168. С. 3–17.
73. Gopchenko E.D., Ovcharuk V.A., Romanchuk M.E. A method for calculating characteristics of maximal river runoff in the absence of observational data: Case study of Ukrainian rivers // Water Resources. Pleiades. 2015. Vol. 42. Issue 3. P. 285–291.
74. Ovcharuk V., Gopchenko E., Goptsiy M. Method of determining the maximum flood runoff for ungauged rivers of the Ukrainian Carpathians // ABSTRACT BOOK - 2nd PannEx workshop on the climate system of the Pannonian basin, 1-3 June 2016, Hungarian Meteorological Service, Budapest, Hungary. P. 61. DOI: 10.21404/PANNEX.2016
75. Кічук Н.С. Методика розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків на території Півдня України // Вісник Одеського національного університету. Серія «Географічні та геологічні науки». 2015. Т.20. Вип.2(25). С. 24–34.
76. Джабур Кхалдун. О применимости некоторых региональных формул к расчету максимального стока дождевых паводков рек Карпат // Метеорология, климатология и гидрология. 2002. Вып.40. С. 123–131.
77. Гопченко Є.Д., Гарькавенко Є.О. Обґрунтування науково-методичної бази для визначення тривалості схилового припливу // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2015. Вип. 19. С. 76–82.
78. Gopchenko E.D., Romanchuk M.E., Pogorelova M.P. The influence of the afforestation and swampiness on the design characteristics of the spring flood peak flow in the river Pripyat basin // European Sciences review. 2015. No. 1-2. P. 10–13.
79. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є. Удосконалення розрахунково-нормативної бази в галузі максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль: проблеми і можливі шляхи їх вирішення // Український гідрометеорологічний журнал. 2015. №16. С. 164-170.
80. Гарькавенко Е.О., Гопченко Е.Д. Обоснование методики для нормирования расчетных характеристик максимального стока рек //Материалы Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Географические исследования Евразии: история и современность», посвященной 160-летию экспедиции П.П.Семенова на Тянь-Шань в рамках XII Большого географического фестиваля. Санкт-Петербург, 8-10 апреля 2016г. Москва: Изд-во «Перо». С. 153-157.
81. Гарькавенко Є.О., Гопченко Є.Д. Удосконалення методики розрахунку максимального стоку весняного водопілля (на прикладі

басейну річки Сіверський Донець) // Всеукраїнська науково-практична конференція "Молоді науковці – географічній науці 2015", 19-20 листопада 2015р., КНУ ім. Т. Шевченка. Київ, 2015. С. 60-63.

82. Бефани Н.Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. Ленинград: Гидрометеиздат, 1977. 182 с.

83. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР. Київ: Вид-во АН УРСР, 1957. 163 с.

84. Тодорова О.І., Овчарук В.А. Дослідження паводкоформуючих опадів теплої періоду року на території Гірського Криму // Матеріали ІХ наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету. Одеса, 2015. С.74-75.

85. Ovcharuk V., Todorova O. Determination of characteristics maximal runoff Mountain Rivers in Crimea. J. Fundam. Appl. Sci. 2016, 8(2). P. 525-541.

86. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А. Максимальний стік річок і балок Куяльницького лиману: розділ монографії «Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману»: монографія / за ред. Н.С. Лободи, Є.Д. Гопченка; Одеський державний екологічний університет. Одеса: ТЕС, 2016. С. 218-233.

87. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Проблемы создания нормативных документов в области расчета характеристик максимального стока рек Украины и возможные пути их решения // Географический вестник. 2016. №1(36). С. 49-57.

88. Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Пространственно-временные закономерности распределения паводкоформирующих осадков на территории Крыма // Материалы международной научно-практической конференции в память о выдающемся российском гидрологе Ю.Б. Виноградове «Вторые Виноградовские Чтения. Искусство Гидрологии», Санкт-Петербургский государственный университет, 18-22 ноября 2015 г. Санкт-Петербург, 2015. С. 255-257.

89. Тодорова О.І., Овчарук В.А. Методика визначення максимального стоку паводків теплої періоду на річках Гірського Криму за умови відсутності спостережень // Матеріали XV наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2016. С. 82-83.

90. Клибашев К.П., Горошков И.Ф. Гидрологические расчеты. Ленинград: Гидрометеиздат, 1970. 459 с.

91. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. Москва: Наука, 1981. 254 с.

92. Водноэнергетические расчеты методом Монте-Карло / под ред. А.Ш. Резниковского. Москва: Энергия, 1969. 303 с.

93. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. 423 с.

94. Гопцій М.В. Статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку річок Українських Карпат // Матеріали XI Міжнародної науково-практичної інтернет-конференції «Тенденції та перспективи розвитку науки і освіти в умовах глобалізації»: Зб. наук. праць. Переяслав-Хмельницький, 2016. Вип. 11. С. 17-19.

95. Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Статистические параметры максимальных расходов воды и слоев паводочного стока для рек горного Крыма // «Геополітика і екогеодинаміка регіонів»: науковий журнал. 2014. Том 10. Вип.1. С. 766-770.

96. Todorova O., Ovcharuk V. Study cyclicity maximum runoff rivers of Crimea in conditions of modern climate change // The 26th IUGG General Assembly, Prague, Czech Republic, Congress Center, 22 June - 2 July, 2015, Changes in Flood Risk and Perception in Catchments and Cities. Abstract: 119 p. URL: <http://www.iugg2015prague.com> (дата звернення: 20.10.2015).

97. Гопцій М.В. Визначення розрахункових шарів паводкового стоку для річок Українських Карпат та узагальнення їх по території // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. 2016. Т. 1(40). С. 51-59.

98. Гопченко Е.Д., Поляков М.М. К определению вероятных максимальных расходов паводков, повторяющихся несколько раз в году // Метеорология, климатология и гидрология. 1972. Вып. 8. С. 168–170.

99. Львович М.И. Человек и вода. Москва: Географиздат, 1963. 567 с.

100. Воронков Н.А. Роль лесов в охране вод. Ленинград: Гидрометеиздат, 1988. 285 с.

101. Справочник по водным ресурсам / под ред. Б.И. Стрельца. Киев: Урожай, 1987. 301 с.

102. Джабур Кхалдун. Трансформационная структура расчетной схемы максимального стока и ее реализация на примере рек Карпат: дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.07 / Одес. госуд. экол. ун-т. Одесса, 2000. 271 с.

103. Траскова А.В., Овчарук В.А. Методика розрахунку максимального стоку весняного водопілля невивчених річок в басейні р. Дністер // Матеріали IX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса, 2015. С. 76–77.

104. Traskova A., Ovcharuk V. Application of the model of the limiting intensity to determine maximum runoff in Dniester Basin // 26th General Assembly of the IUGG, 22 June - 2 July, 2015, Prague, the Czech Republic. URL: <http://www.iugg2015prague.com> (дата звернення: 20.10.2015).

105. Тодорова О.І., Овчарук В.А. Обґрунтування параметрів формули швидкості руслового добігання хвиль паводків в теплий період року для річок Гірського Криму // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2015.Т.1(36). С. 25-30.

106. Алексеев Г.А. Паводочный сток рек СССР. Москва: Гидрометеиздат, 1956. 107 с.

107. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ. 1955. ч.II. вып.XIV. 302 с.
108. Лалыкин Н.В. О расчёте скоростей добегаания // Труды ОГМИ. 1958. Вып. XV. С. 73-87.
109. Иваненко А.Г. Исследование скоростей добегаания паводков на реках Закарпатской области // Труды ОГМИ. 1961. Вып.24. С. 52-59.
110. Гопченко Е.Д. О расчёте скоростей руслового добегаания на горных реках северо-востока СССР // Метеорология, климатология и гидрология. 1969. Вып.5. С. 213-218.
111. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Методика расчета скорости руслового добегаания на реках Украины // Причорноморський екологічний бюлетень, №2(24). Одеса: Інноваційно-інформаційний центр«ІНВАЦ», 2007. С. 53-55.
112. Киндюк Б.В. Гидрографическая сеть и ливневой сток рек Украинских Карпат. Одесса: ТЭС, 2003. 221 с.
113. Киндюк Б.В., Овчарук В.А. Розрахунок швидкостей добігання зливових паводків на річках Закарпаття // Водне господарство України. 2005. №3. С. 55-58.
114. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Е., Ткаченко Т.Г. Научно-методическое обоснование нормативной базы по расчетам характеристик максимального стока рек Украины // Український гідрометеорологічний журнал. 2011. №9. С. 118-125.
115. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є. До побудовання нормативної бази в галузі максимального стоку на річках України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Т.2. Київ, 2001. С. 219-226.
116. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Бурлуцька М.Е. Оптимізація параметрів розрахункових формул максимального стоку, заснованих на геометричних моделях гідрографів дощових паводків і весняних водопіль та на методі руслових // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2014. №18. С. 102-109.
117. Гопченко Е.Д. О редукции максимальных модулей дождевого стока по площади // Метеорология и гидрология. 1975. №2. С. 66-71.
118. Гопченко Е.Д. Обоснование параметров редукционной формулы для расчета максимального стока рек // Водные ресурсы. 1976. № 4. С. 34 - 40.
119. Гопченко Е.Д., Гнездилов Ю.А. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ) // Труды УкрНИГМИ. 1974. Вып.127. С. 54-61.
120. Андреевская Г.М., Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. О форме графиков притока воды со склонов в русловую сеть // Метеорология, климатология и гидрология. 1996. Вып.33. С. 106-110.

121. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Комплексный метод определения расчетных характеристик склонового притока в периоды дождевых паводков и весенних половодий // Географія, картографія, географічна освіта: історія, методологія, практика. Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції; Чернівці, 9-11 жовтня 2014. Чернівці: Видавничий дім «Родовід», 2014. С. 44-45.

122. Гарькавенко Є.О., Гопченко Є.Д. Тривалість схилового припливу весняного водопілля в басейні річки Сіверський Донець // Матеріали Міжнародної наукової конференції «Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків» (до 140-річчя започаткування географії у Чернівецькому національному університеті імені Ю. Федьковича,); Чернівці, 11-13 жовтня 2016р. Чернівці: Чернів. нац. ун-т, 2016. С. 152-154.

123. Гопцій М.В. Узагальнення тривалості схилового припливу паводкового стоку теплого періоду на річках Українських Карпат // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. 2016. Т. 3(42). С. 26-33.

124. Тодорова О.І., Овчарук В.А. Обґрунтування тривалості схилового притоку під час дощових паводків з використанням комплексного методу (на прикладі річок Гірського Криму) // Матеріали міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення», Одеський державний екологічний університет. Одеса, 2014. С. 139-140.

125. Гопченко Є.Д. Сучасна нормативна база в галузі максимального стоку та шляхи її удосконалення // Наук. праці УкрНДГМІ. 2006. Вип. 255. С. 201-212.

126. Гарькавенко Є.О., Гопченко Є.Д. Оцінка впливу залісеності на характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Сіверський Донець // Тези доповідей всеукраїнської конференції молодих вчених «Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля в контексті екологічних викликів сьогодення», Київ, 16-17 листопада 2016р. Київ: Ніка-Центр, 2016. С. 16-18.

127. Гопцій М.В., Гопченко Є.Д., Овчарук В.А. Характеристики схилового припливу дощових паводків у карпатах // Матеріали XV конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету: тези доповідей. Одеса: ОДЕКУ, 2016. С. 66-67.

128. Гопцій М.В. Обґрунтування характеристик схилового припливу дощових паводків на річках Карпат // Тези доповідей всеукраїнської конференції молодих вчених «Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля в контексті екологічних викликів сьогодення», Київ, 16-17 листопада 2016 р. Київ: Ніка-Центр, 2016. С. 19-21.

129. Овчарук В.А., Тодорова О.І. Розрахункові характеристики граничних модулів схилового припливу під час паводків теплого періоду

року на річках Гірського Криму // Фізична географія та геоморфологія. 2015. Т. 2 (78). С. 103-109.

130. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть в период катастрофически высоких паводков на реках Нижнего Амура // Материалы V международ. науч.-практич. конф. «Современные проблемы регионального развития», Биробиджан, 09-11 сентября 2014г. / под ред. Е.Я. Фрисмана. Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН – ФГБОУ ВПО «ПГУ им. Шолом-Алейхема», 2014. С. 200-201.

131. Кічук Н.С. Тривалість схилового припливу дощових паводків рідкісної ймовірності перевищення на території Півдня України// Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2015. Т. 1(36). С.56-63.

132. Вахрушев Б.А. Районирование карста Крымского полуострова // Спелеология и карстология, №3. Симферополь, 2009. С. 39-46.

133. Овчарук В.А. К вопросу о влиянии карста на продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть. 7с. Депон. ГНТБ Украины 05.03.2001, № 42 –Ук 2001.

134. Ovcharuk V.A., Todorova O.I. Research of karst's influence on the characteristics of slope runoff during floods on the rivers of north-western slope of Crimean mountains // Research Bulletin SWorld «Modern scientific research and their practical application», Volume J11302, May 2013, J11302-012.

135. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. Киев. КНТ, 2005. 148 с.

136. Овчарук В.А., Тодорова О.И., Траскова А.В. Визначення максимального стоку річок Гірського Криму при відсутності спостережень // Тези доповідей всеукраїнської конференції молодих вчених «Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля в контексті екологічних викликів сьогодення», Київ, 16-17 листопада 2016 р. Київ: Ніка-Центр, 2016. С. 52-54.

137. Goptsiy M.V. The slope influx of rain floods on the rivers of the ukrainian carpathians. // Materials of international scientific and practical conference «The scientific potential of the present», St. Andrews, Scotland, UK, December 1, 2016 / ed. for the production of N.P. Kazmyna; NGO «European Scientific Platform» . Vinnytsia: PE Rogalska I.O., 2016. P. 101-104.

138. Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика: учебное пособие для вузов / 10-е издание, стереотипное. Москва: Высшая школа, 2004. 479 с.

139. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6: Украина и Молдавия. Вып.2: Среднее и нижнее Поднепровье / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1971. 656 с.

140. Крестовский О.И. Влияние понижений на поверхности водосбора на весенний сток // Труды ГГИ. 1961. Вып. 91. С. 33-50.

141. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. Київ, 1994. 296 с.
142. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Гопцій М.В. Нормування максимального стоку дощових паводків на річках Українських Карпат // Матеріали Міжнародної наукової конференції «Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків» (до 140-річчя започаткування географії у Чернівецькому національному університеті ім. Ю. Федьковича,); Чернівці, 11-13 жовтня 2016р. Чернівці: Чернівецький національний університет, 2016. С. 154-155.
143. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Гопцій М.В. Нормування максимального стоку дощових паводків на річках Українських Карпат // Вісник Чернівецького національного університету ім. Ю. Федьковича. 2016. Вип. 775-776. С. 34-39.
144. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты. Ленинград: Гидрометеиздат, 1990. 366 с.
145. Грингоф И.Г. Засухи и опустынивание – экологические проблемы современности // Труды ВНИИСХМ. 2000. Вып. 33. С. 14-40.
146. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / под ред. С.М. Семенова. Москва, 2012. 509 с.
147. Логинов В.Ф., Неушкин А.И., Рочева Э.В. Засухи, их возможные причины и предпосылки предсказания. Обнинск, 1976. 71 с.
148. American Meteorological Society, 1997. Meteorological drought - Policy statement, Bull. Amer. Meteorol. Soc., Vol. 78. P. 847–849. URL: <http://www.ametsoc.org/policy/drought2.html> (дата звернення: 10.02.2015).
149. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). Київ: Ніка–Центр, 2010. 316 с.
150. Клімат України / за ред. В.М. Ліпінського. Київ: Вид-во Раєвського, 2003. 344 с.
151. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Клімат України та прикладні аспекти його використання: навч. посібник. Одеса: ТЕС, 2012. 180 с.
152. Бабинец А.Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 380 с.
153. Штогрін О.Д. Підземні води четвертинних відкладів Передкарпаття. Київ: Вид-во АН УРСР, 1963. 139 с.
154. Иванов Б.Н. Карстовые явления на территории Украины и их народнохозяйственное значение // Труды 1-го Укр. Гидрогеолог. совещ. Т.2. Киев, 1961. С. 53-62.
155. Поверхностные водные объекты Крыма. Управление и использование водных ресурсов: справочник / под ред. канд. геогр. наук, доц. З. В. Тимченко. Симферополь: Доля, 2007. 218 с.
156. Альбов С.В. Пресные воды Крыма и их использование. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 31 с.

157. Водное хозяйство Крыма / под ред. зам. пред. Республиканского комитета АР Крым по водохозяйственному строительству и орошаемому земледелию Дудкова П.Ф. Симферополь: Доля, 2008. 264 с.

158. Шульц В.А. Реки Средней Азии. Ленинград: Гидрометеиздат, 1965. 691 с.

159. Материалы наблюдений Закарпатской воднобалансовой станции:

1) Вып. 8. 1967г. / под редакцией Е.В. Козлова; УГМС УССР. Киев, 1970. 371 с.; 2) Вып. 9. 1968г. / под редакцией Е.В. Козлова; УГМС УССР. Киев, 1972. 435 с.; 3) Вып. 10. 1969г. / под редакцией Е.В. Козлова; УГМС УССР. Киев, 1973. 392 с.; 4) Вып. 11. 1970г. / под редакцией Е.В. Козлова, В.В. Булавского; УГМС УССР. Киев, 1975. 441 с.; 5) Вып. 12. 1971г. / под редакцией Е.В. Козлова, В.В. Булавского; УГМС УССР. Киев, 1975. 404 с.; 6) Вып. 13. 1972г. / под редакцией Е.В. Козлова, В.В. Булавского; УГМС УССР. Киев, 1975. 397 с.; 7) Вып. 14. 1973г. / под редакцией Е.В. Козлова, В.В. Булавского; УГМС УССР. Киев, 1976. 357 с.; 8) Вып. 15. 1974г. / под редакцией Е.В. Козлова, В.В. Булавского; УГМС УССР. Киев, 1977. 541 с.; 9) Вып. 16. 1975г. / под редакцией В.В. Булавского; УГМС УССР. Киев, 1979. 486 с.; 10) Вып. 17. 1976г. / под редакцией А.П. Тхорик, В.В. Булавского. Киев, 1979. 367 с.; 11) Вып. 18. 1977г. / под редакцией А.П. Тхорик, В.В. Булавского. Киев, 1980. 374 с.; 12) Вып. 19. 1978г. / под редакцией А.П. Тхорик, В.В. Булавского. Киев, 1980. 369 с.; 13) Вып. 20. 1979г. / под редакцией А.П. Тхорик, В.В. Булавского. Киев, 1981. 320 с.; 14) Вып. 21. ч.1. 1980г. / под редакцией А.П. Тхорик. Киев, 1983. 181 с.; 15) Вып. 21. ч.2. 1980г. / под редакцией А.П. Тхорик. Киев, 1983. 218 с.; 16) Вып. 22. 1981г. / под редакцией А.П. Тхорик. Киев, 1984. 307 с.; 17) Вып. 23. 1982г. / под редакцией А.П. Тхорик. Киев, 1985. 307 с.; 18) Вып. 24. 1983г. / под редакцией А.П. Тхорик. Киев, 1985. 335 с.; 19) Вып. 25. 1984г. / под редакцией Ю.В. Ткаченко. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1986. 354 с.; 20) Вып. 26. 1985г. / под редакцией Ю.В. Ткаченко. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1987. 353 с.; 21) Вып. 27. 1986г. / под редакцией Ю.В. Ткаченко. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1988. 317 с.; 22) Вып. 28. 1987г. / под редакцией Ю.В. Ткаченко. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1989. 332 с.

160. Гопченко Е.Д., Краснова О.В. Анализ паводкоформирующих осадков на территории Закарпатской воднобалансовой станции // Метеорология, климатология и гидрология. 1999. Вып.36. С. 180–190.

161. Кирилюк М.І. Водний баланс і якісний стан водних ресурсів Українських Карпат: навч. посібник. Чернівці: Рута, 2001. 246 с.

162. Gopchenko E., Katinskaya I., Burlutskaya M. Spatial variability of annual runoff in Zakarpathian region. // International journal of Research in Earth Enviromental Sciences. April, 2016. Vol. 4. No.3. P. 26-30.
163. Boyarintsev E.L., Topalov N.D. Influence of channel gold mining on thermal regime of rivers of Verhnyaya Kolyma basin. // Proceedings of the 12rd European Conference on Earth Sciences. «East-West» Association for Advanced Studies and Higher Education GmbH. Austria, Vienna. 2016. P. 91-98.
164. Бучинский И.Е. Засухи и суховеи. Ленинград: Гидрометеиздат, 1976. 214 с.
165. Семёнова И.Г. Оценка пространственно-временного распределения засух на Украине в вегетационный период // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. 2014. Вып. 571. С. 134–146.
166. Хлебникова Е.И., Павлова Т.В., Сперанская Н.А. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / под ред. С.М. Семенова. Москва: Росгидромет: НИЦ “Планета”, 2012. С. 126–164.
167. Palmer W.C. Meteorological droughts / U.S.Department of Commerce Weather Bureau. 1965. Research Paper 45. 58 p.
168. Dai A., Qian T., Trenberth K.E. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: relationship with soil moisture and effects of surface warming // J. of Hydrometeorology. 2004. Vol. 5. P. 1117–1130.
169. Wells N., Goddard S., Hayes M.J. A self-calibrating Palmer Drought Severity Index // J. of Climate. 2004. Vol. 17. P. 2335–2351.
170. Alley W.M. Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions // J. of Climate Appl. Meteor. 1984. Vol.23. P. 1100–1109.
171. Thornthwaite C.W. An approach toward a rational classification of climate // Geogr. Review. 1948. Vol. 38. P. 55–94.
172. Thornthwaite C.W., Mather J.R. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance // Publications in Climatology. Laboratory of Climatology, Drexel Institute of Technology, Centerton, New Jersey, USA. 1957. No. 10 (3). P. 183 – 311.
173. Penman H.L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. // Proc. R. Soc. London., Ser. A. 1948. Vol. 193. P. 120–145.
174. Dai A. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index (PDSI) during 1900-2008 // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. No. D12. DOI: 10.1029/2010JD015541.
175. Cherenkova E.A., Kononova N.K., Muratova N.R. Summer drought 2010 in the European Russia // Geography, Environmental, Sustainability. 2013. № 1 (6). P. 55-65.
176. Хохлов В.М., Боровська Г.О., Хоменко Г.В., Шараєва Т.В. Регіональні особливості розподілу посух в Україні // Український гідрометеорологічний журнал. 2011. № 9. С. 73–78.

177. Черенкова Е.А. Засухи в Украине в ситуации влияния квазидвухлетней цикличности глобальных атмосферных процессов / Геополитика и экогеодинамика регионов. 2014. Том 10. Вып. 1. С. 938–942.
178. WMO (2009). Experts agree on a universal drought index to cope with climate risk // Press Release. 2009. No. 872. URL: http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/pr_872_en.html (дата звернення: 15.05.2015).
179. McKee T.B., Doesken N.J., Kliest J. The relationship of drought frequency and duration to time scales // Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology. Anaheim, USA. 1993. P. 179–184.
180. Lloyd-Hughes B., Saunders M.A. Adrought climatology for Europe // Int. J. Climatology. 2002. Vol. 22. No. 13. P. 1571–1592.
181. Хохлов В.М. Просторово-часовий розподіл засух на території України в умовах зміни клімату // Український гідрометеорологічний журнал. 2011. № 8. С. 38–43.
182. Vicente-Serrano S.M., Beguería S., López-Moreno J.I. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index // J. Of Climate. 2010. Vol. 23 . No. 7. P. 1696–1718.
183. Vicente-Serrano S.M., Beguería S., López-Moreno J.I. [et al.] A new global 0.5° gridded dataset (1901–2006) of a multiscalar drought index: comparison with current drought index datasets based on the Palmer Drought Severity Index // J. Of Hydrometeorology. 2010. Vol. 11. P. 1033–1043.
184. Abramopoulos F., Rosenzweig C., Choudhury B. Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration // J. of Climate. 1988. Vol.1. P. 921–941.
185. Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С. Просторово-часова мінливість посух в Східноєвропейському секторі в умовах глобальних змін клімату // Український гідрометеорологічний журнал. 2012. № 11. С. 128–134.
186. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Шляхи визначення можливої гідрологічної посухи за метеорологічними даними в умовах змін клімату для річок північно-західного Причорномор'я // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2014. Том 10. Вып. 1. С. 281–289.
187. Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С. Про зв'язок середнього річного стоку р. Південний Буг з посухами в період 1951–2010рр. // Вісник ОДЕКУ. 2013. Вип.16. С. 51–59.
188. Semenova I., Ovcharuk V., Shakhirzanova J. On use of drought indexes in modeling hydrological processes // Conference Proceedings SGEM 2014. Geoconference on Water Resources: Hydrology and Water Resources, 17-26 June 2014. Albena. 2014. Vol. 1. P. 503–510. DOI: 10.5593/SGEM2014/B31/S12.065.
189. Cherenkova E.A., Semenova I.G., Kononova N.K., Titkova T.V. Droughts and dynamics of synoptic processes in the south of the East European

Plain at the beginning of the twenty-first century // *Arid Ecosystems*. 2015. Vol. 5. Issue 2. P. 45–56.

190. Shakirzanova J., Gopchenko E., Ovcharuk V. Actual problems with water resource management of Black Sea estuaries during the flood different origin // 26th General Assembly of the IUGG, 22 June - 2 July 2015, Prague, the Czech Republic. URL: <http://www.iugg2015prague.com/> (дата звернення: 15.09.2015).

191. Nakicenovic N., Swart R. Special report on emissions scenarios // Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 599 p.

192. МГЭИК, 2007. Изменение климата, 2007г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата / под ред. С. Соломон, Д. Квин, М. Маннинг, З. Чен [и др.]. – Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 996 с.

193. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Семенова І.Г. Науково-методичні підходи до врахування глобальних змін клімату при розрахунках максимального стоку річок // *Вісник ОДЕКУ*. 2012. Вип. 14. С. 141–150.

194. Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Божок Ю.В. Оцінка впливу змін клімату на водні ресурси України на основі моделі «клімат-сток» за сценарієм глобального потепління А2 // *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2015. Т. 1(36). С. 8–17.

195. Tebaldi C., Hayhoe K., Arblaster J., Meehl G. Going to the extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events // *Climatic Change*. 2006. Vol. 79 (3-4). P. 185–211.

196. Burke E.J., Brown S.J., Christidis N. Modeling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley centre climate model // *J. of Hydrometeorology*. 2006. Vol. 7 (5). P. 1113–1125.

197. IPCC (2012). Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation // A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change / C. Field, V. Barros, T. Stocker, D. Qin, D. Dokken [et al.], eds. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. 582 p.

198. Dai A. Drought under global warming: a review // *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. 2011. Vol. 2(1). P. 45–65.

199. Kundzewicz Z., Radziejewski M., Piskwar I. Precipitation extremes in the changing climate of Europe // *Climate Research*. 2006. Vol. 31 (1). P. 51–58.

200. Maracchi G., Sirotenko O., Bindi M. Impacts of present and future climate variability on agriculture and forestry in the temperate regions: Europe // *Climatic Change*. 2005. Vol. 70(1-2). P. 117–135.

201. Kysel'ý J., Ga'al L., Beranov'a R., Plavcov'a E. Climate change scenarios of precipitation extremes in Central Europe from ENSEMBLES regional

climate models // Theoretical and Applied Climatology. 2010. Vol. 104 (3–4). P. 529–542.

202. Овчарук В.А., Боровська Г.О., Траскова А.В., Семенова І.Г. Використання моделі граничної інтенсивності для оцінки впливу глобальних змін клімату на максимальний стік весняного водопілля в басейні Дністра // Географія та туризм. 2014. Вип. 31. С. 178–189.

203. Semenova I.G., Ovcharuk V.A., Traskova A.V. Droughts and their relationship with some phases of the streamflow regime for Ukrainian rivers // European Sciences review. 2015. No 1-2. P. 8–10.

204. Ovcharuk V., Gopchenko E. Method of determining characteristics maximum spring flood runoff in Ukraine in view of global and regional climate change // 26th General Assembly of the IUGG, 22 June - 2 July 2015, Prague, the Czech Republic. URL: <http://www.iugg2015prague.com> (дата звернення: 30.08.2015).

205. МГЭИК, 2013г. Изменение климата, 2013г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата / под ред. Т.Ф. Стокер [и др.]. URL: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/index.shtml> (дата звернення: 15.02.2016).

206. Семенова І.Г. Просторово-часовий розподіл посух в Україні в умовах майбутньої зміни клімату // Фізична географія та геоморфологія. 2015. Вип. 1 (77). С. 144–151.

207. Ovchark V.A. Modeling of maximal spring flood runoff on rivers in Ukraine with using CCSM3 and HADCM3 for the medium (2030–2050) and long term (2070 and beyond) // ABSTRACT BOOK. International Scientific Conference: Our Common Future Under Climate Change. 7-10 July 2015, Paris, France. URL: <http://www.commonfuture-paris2015.org/>. P. 166–167.

208. Semenova I.G. An experience the using of satellite-based drought indexes in modelling of spring barley yields in Ukraine // EUMETSAT Meteorological Satellite Conference, 21-25 September 2015, Toulouse, France. URL: http://www.eumetsat.int/website/home/News/ConferencesandEvents/DAT_2305526.html (дата звернення: 15.02.2016).

209. Семенова І.Г. Оцінка просторово-часового розподілу посух в Закарпатському регіоні в короткостроковій перспективі до 2050 року // Український гідрометеорологічний журнал, 2016. № 18. С. 62-68.

210. Semenova I.G. Climate conditions and droughts in the Black Sea Steppe province under the modern period and the near future // XIX INQUA Congress: Quaternary Perspectives on Climate Change, Natural Hazards and Civilization. 26 July - 2 August 2015, Nagoya, Japan. URL: <http://inqua2015.jp/> (дата звернення: 15.04.2016).

211. Semenova I.G. The risk of drought in Ukraine under changing climate in the future medium term // International Scientific Conference: Our

Common Future Under Climate Change. 7-10 July 2015, Paris, France. URL: <http://www.commonfuture-paris2015.org/> (дата звернення: 18.06.2016).

212. Semenova I.G. An assessment of drought frequency in Ukraine under the future climate conditions // 26th General Assembly of the IUGG, 22 June – 2 July, 2015, Prague, the Czech Republic. URL: <http://www.iugg2015prague.com/> (дата звернення: 28.06.2016).

213. Semenova I. Assessment of warm seasonal droughts in Transcarpathia under past and future climate conditions // Abstract book 2nd PannEx Workshop on the climate system of the Pannonian basin, 1-3 June 2016, Hungarian Meteorological Service, Budapest, Hungary. P. 55. DOI: 10.21404/PANNEX.2016.

214. Ovchuk V., Semenova I. Modern hydroclimatic condition of forming minimum runoff Transcarpathian rivers and possibility it modeling // Abstract book 2nd PannEx Workshop, 1-3 June 2016, Budapest, Hungary. P. 56. DOI: 10.21404/PANNEX.2016.

215. Semenova I.G. An experience of modeling the winter wheat yield in Ukraine using satellite-based vegetation indices // XVth IWRA World Water Congress, 25-29 May 2015, Edinburgh, Scotland. URL: <http://www.iwra.org/> (дата звернення: 28.08.2016).

216. Semenova I. Basis of droughts catalog for Ukraine in modern period // Abstract book - The International Conference on Regional Climate-CORDEX 2016 (ICRC-CORDEX), 17-20th May 2016, Stockholm, Sweden. P. 292. URL: <http://www.icrc-cordex2016.org> (дата звернення 18.10.2016).

217. Giorgi F., Gutowski W.J., Jr. Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative (2015) Annual Review of Environment and Resources, 40. P. 467-490. DOI: 10.1146/annurev-environ-102014-021217.

218. Кліматичний кадастр України: стандартні кліматичні норми за період 1961-1990 рр. Київ: ЦГО, 2006. 446 с.

219. Semenova I. Blocking of zonal flow and related droughts in Ukraine // Abstract book Workshop on Atmospheric Blocking, 6-8 April 2016, University of Reading, UK. P. 26. URL: <http://www.met.reading.ac.uk/~ben/blocking2016> (дата звернення 20.10.2016).

220. McEvoy D.J., Huntington J.L., Abatzoglou J.T., Edwards L.M. An evaluation of multiscalar drought indices in Nevada and Eastern California (2012) Earth Interactions, 16, Paper No. 18. DOI: 10.1175/2012EI000447.1.

221. Сліже М.О., Семенова І.Г., Ель Хадрі Юссеф, Степанова Є.В. Просторово-часовий розподіл посух і суховіїв в Україні на початку XXI століття // 5th Ukrainian Conference GEO-UA «Аерокосмічні спостереження в інтересах сталого розвитку та безпеки»: матеріали доповідей (10-14 жовтня 2016 р., м. Київ,), електронне видання. С. 22-24. URL: https://drive.google.com/file/d/0B3_rN9Ji08-VU3htSGhIZkRYWUU/view. (дата звернення 22.10.2016).

222. Тонкошкура В.С., Овчарук В.А. Про можливості використання індекса посух SPEI при розрахунках мінімального стоку (на прикладі річок Закарпаття) // Матеріали IX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса, 2015. С. 75-76.

223. Ovcharuk V., Semenova I., Tonkoshkura V. Hydrological drought in Transcarpathia // 26th General Assembly of the IUGG, 22 June - 2 July, 2015, Prague, the Czech Republic. URL: <http://www.iugg2015prague.com/> (дата звернення: 17.09.2016).

224. Ovcharuk V. Using of information GCM and RCM in the calculation of the maximal runoff of the rivers of Ukraine // Abstract book - The International Conference on Regional Climate-CORDEX 2016 (ICRC-CORDEX), 17-20th May 2016, Stockholm, Sweeden. P. 277. URL: <http://www.icrc-cordex2016.org>. (дата звернення 17.10.2016).

225. Казакова А.О., Шакірзанова Ж.Р. Територіальний метод довгострокового прогнозування весняного стоку річок басейну Південного Бугу в сучасних гідрометеорологічних умовах // Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля в контексті екологічних викликів сьогодення: мат. Всеукр. конф. молодих вчених (16-17 листопада 2016, м. Київ). Київ: Ніка-Центр, 2016. С. 30-32.

226. Рикін І.С., Шакірзанова Ж.Р. Розрахункові і прогнозні характеристики періоду весняного водопілля в басейнах Одеських лиманів // Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля в контексті екологічних викликів сьогодення: мат. Всеукр. конф. молодих вчених (16-17 листопада 2016, м. Київ). Київ: Ніка-Центр, 2016. С. 55-57.

ДОДАТКИ

Додаток А

Основні гідрографічні характеристики водозборів річок до гідрометричних створів та гирла

Таблиця А.1 – Гірські річки Українських Карпат

№ з/п	Річка - пост	Відстань L , км		Уклон річки I , ‰		Площа водозбору F , км ²	Середня висота $H_{\text{ср}}$, м	Заболоченість $f_{\text{б}}$, %	Лісистість $f_{\text{л}}$, %	Розпаханість, %
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	середньозважений					
1	Тиса-м.Рахів	4	53	15,3	9,1	1070	1100	0	68	5
2	Тиса-с.Ділове	21	70	12,7	8,2	1190	1000	0	69	5
3	Тиса-с.мт Вилок	158	207	5,4	2,9	9140	-	1	55	-
4	Чорна Тиса-с.мт Ясіня	22	22	27,1	15,7	194	1000	0	75	5
5	Чорна Тиса-с.Білин	43	43	17,2	9,4	540	1000	0	65	5
6	Біла Тиса-с.Луги	11	19	42,7	26,3	189	1200	0	77	<5
7	Біла Тиса-с.Розтоки	22	30	30,3	17,1	473	1100	0	72	<5
8	Косівська-с.Косівська Поляна	33	33	34,8	26	122	1060	0	83	15
9	Шопурка-с.Кобилецька Поляна	2	30	33	19,9	240	1000	0	81	<5
10	Тересва-с.мт Усть-Чорна	2	34	20	17,2	572	1100	0	77	<5
11	Тересва-с.мт Дубове	23	55	14,9	10,5	757	1000	0	76	<5
12	Тересва-с.Нересниця	38	70	12,9	8,6	1100	930	0	72	<5
13	Мокрянська-с.Руська Мокра	30	30	20,3	16,6	214	1100	0	80	<5
14	Брустурянка-с.Лопухів	9,1	28	28,4	19,8	257	1100	0	77	<5
15	Красна-с.Красна	14	14	70,7	35,5	50,7	880	0	89	0
16	Лужанка-с.Нересниця	33	33	31,2	11,4	149	770	0	65	<5

Продовження табл. А.1

№ з/п	Річка - пост	Відстань L , км		Уклон річки I , ‰		Площа водозбору F , км ²	Середня висота $H_{\text{ср}}$, м	Заболоченість f_b , %	Лісистість $f_{\text{л}}$, %	Розпаханість, %
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	середньозваже ний					
17	Теребля-с.Колочава	33	33	16,5	10,4	369	1000	0	67	<5
18	Ріка-с.Верхній Бистрий	15	15	40	31	165	920	0	64	<5
19	Ріка-с-мт Міжгір'я	28	28	24,3	12,5	550	800	0	41	<5
20	Ріка-с.Нижній Бистрий	59	59	14	7,3	781	780	0	49	<5
21	Ріка-м.Хуст	91	91	10,5	6,6	1130	680	0	52	5
22	Голятинка-с.Голятин	12	12	31,4	18,3	59	800	0	35	<5
23	Голятинка-с.Майдан	18	18	23,4	23	86	790	0	40	<5
24	Рипинка-с.Рипинне	16	28	14,6	7,6	203	780	0	22	<5
25	Пилипець-с.Пилипець	6,2	6,2	41,1	30	44,2	820	0	29	<5
26	Студений-с.Нижній Студений	7,5	7,5	31,6	22,7	25,4	800	0	18	<5
27	Боржава-с.Довге	37	37	35,9	12,6	408	620	0	71	10
28	Боржава-с.Шаланки	74	74	19	7	1100	470	<1	54	15
29	Іршава-с-мт Іршава	34	34	24,7	15,6	230	500	0	59	25
30	Латориця-с.Підполоззя	24	24	17,7	12,3	324	720	0	50	5
31	Латориця-г.Свалява	53	53	11,4	7,4	680	700	0	61	5
32	Латориця-м.Мукачеве	85	85	8,1	4,5	1360	570	0	63	5
33	Латориця-м.Чоп	135	135	5,2	1,9	2870	310	<1	41	10
34	Жденівка-с.Верхня Грабівниця	24	24	20,8	13,0	150	770	0	66	<5
35	Віча-с.Неліпине	36	36	20	14,5	241	760	0	72	<5

Продовження табл. А.1

№ з/п	Річка - пост	Відстань L , км		Уклон річки I , ‰		Площа водозбору F , км ²	Середня висота $H_{\text{ср}}$, м	Заболоченість f_b , %	Лісистість $f_{\text{л}}$, %	Розпаханість, %
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	середньозваже ний					
36	Піня-сmt Поляна	1,1	21	34,5	18,0	166	530	0	79	<5
37	Стара-с.Зняцеве	28	28	19,6	6,0	224	300	0	42	10
38	Уж-с.Жорнава	28	28	19,6	12,3	286	670	0	45	<5
39	Уж-сmt Великий Березний	50	50	13,6	8,2	653	620	0	55	<5
40	Уж-с.Зарічеве	68	68	10,6	6,3	1280	560	0	54	5
41	Уж-м.Ужгород	95	95	8,1	4,1	1970	530	0	57	15
42	Лютянка(Люта)-с. Чорноголова	33	33	21,9	15,6	169	700	0	80	<5
43	Тур'я-с.Тур'я Поляна	18	18	50	45,1	98,6	680	0	83	<5
44	Тур'я-с.Сімер	45	45	23,1	15,6	464	540	0	61	5
45	Сірет-с.Лопушна	10	18	26	22,1	152	910	0	76	<5
46	Сірет-м.Сторожинець	65	73	9,3	4,7	672	590	<1	51	25
47	Міхидра-с.Липовани	-	-	-	-	144	400	-	-	-
48	Малий Сірет-с.Верхні Петрівці	44	44	13,9	7,7	488	550	0	47	25
49	Прут – сmt Ворохта	-	-	-	-	48,3	1250	-	-	-
50	Прут-с.Кремінці	36	36	27,5	11,9	366	1000	0	85	<5
51	Прут-м.Яремча	54	54	21,8	9,6	597	990	0	87	<5
52	Прут-м.Чернівці	196	196	7,8	3,6	6890	450	<1	42	-
53	Кам'янка-с.Дора	6,2	8	111	66,4	18,1	870	0	76	<5
54	Чорнява – с. Любківці	-	-	-	-	333	400	-	-	-

Продовження табл. А.1

№ з/п	Річка - пост	Відстань L , км		Уклон річки I , ‰		Площа водозбору F , км ²	Середня висота $H_{\text{ср}}$, м	Заболоченість f_b , %	Лісистість f_l , %	Розпаханість, %
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	середньозваж ений					
55	Черемош-с.Устеріки	1	88	9,8	9,0	1500	1100	0	51	5
56	Білий Черемош-с.Яблуниця	37	52	19	10,2	552	1200	0	56	<5
57	Чорний Черемош-с.мт Верховина	68	68	16,7	11,4	657	1200	0	57	5
58	Ільця-с.Ільці	13	13	40,2	30,5	86,1	1100	0	52	5
59	Путила-с.мт Путила	23	23	24,2	15,8	181	960	0	50	<5
60	Дністер-с.Стрілки	35	35	10,1	5,9	384	620	0	40	<5
61	Дністер-м.Самбір	74	74	6,5	3,9	850	570	0	51	30
62	Стрв'яз-м.Хирів	31	31	9,1	7,3	355	500	<1	35	55
63	Стрв'яз-с.Луки	88	88	4	1,7	910	400	10	23	55
64	Бистриця-с.Озими́на	38	38	9,1	6,4	206	520	1	37	30
65	Тисьмениця-м.Дрогобич	25	25	20,9	9,1	250	390	5	36	25
66	Стрий-с.Матків	29	29	15,3	7,2	106	860	0	56	<5
67	Стрий-с.Заваді́вка	73	73	6	3,3	740	800	0	35	30
68	Стрий-м.Турка	78	78	6,9	3,2	897	780	0	38	35
69	Стрий-с.Ясени́ця	-	-	-	-	1020	770	0	37	35
70	Стрий-с.Новий Кропивник	120	120	5,3	2,4	1140	760	0	36	35
71	Стрий-с.мт Верхнє Синьовиднє	154	154	4,7	2,4	2400	760	0	48	25
72	Яблунька-м.Турка	22	22	13,2	5,7	136	690	0	21	30
73	Рибник-с.Майдан	-	-	-	-	138	800	-	93	-
74	Рибник-с.Рибник	2,9	22	27,7	19,1	159	830	0	93	<5

Продовження табл. А.1

№ з/п	Річка - пост	Відстань L , км		Уклон річки I , ‰		Площа водозбору F , км ²	Середня висота $H_{\text{ср}}$, м	Заболоченість f_b , %	Лісистість $f_{\text{л}}$, %	Розпаханість, %
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	середньозваже ний					
75	Опір-м.Сколе	44	44	12,8	6,3	733	820	0	50	15
76	Славська-с.мт Славське	13	17	38,1	15,9	76,3	860	0	53	15
77	Рожанка-с.Ружанка	22	22	29,8	18,7	88,6	880	0	55	15
78	Головчанка-с.Тухля	12	28	18,4	10,9	130	810	0	41	10
79	Орава-х.Святослав	25	25	17,0	16,0	204	830	0	77	15
80	Свіча-х.Мислівка	20	20	23,9	14,5	201	1000	0	95	<5
81	Свіча-с.Зарічне	81	81	10,2	7,8	1280	730	<1	64	10
82	Лужанка-м.Гошів	29	29	28,3	18,3	146	660	0	55	15
83	Сукіль-с.Тисів	30	30	26	16,8	138	770	0	80	5
84	Болохівка-с.Томашівці	46	46	3,3	2,8	268	350	<1	48	40
85	Лімниця-с.Осмолода	27	27	23,7	15,5	203	1200	0	83	<5
86	Лімниця-с.Перевозець	106	106	10,6	8,0	1490	760	2	55	30
87	Чечва-с.Спас	23	23	12,6	10,9	269	820	0	72	5
88	Дуба-с.Дуба	10	10	32,7	27,7	35,1	610	0	56	40
89	Луква-с.Боднарів	49	49	8,4	6,4	185	480	0	62	10
90	Бистриця-с.Ямниця	5	5	10,8	6,9	2450	890	<1	40	30
91	Бистриця Надвірнянська-с.Пасічна	34	34	19,5	12,1	482	1000	0	72	5
92	Ворона-м.Тисмениця	67	67	4,6	3,4	657	330	1	24	30
93	Бистриця Солотвинська-с.Гута	17	17	44,6	30,3	112	1100	0	92	<5

Таблиця А.2 – Гірські річки Криму

№ з/п	Річка - пост	Відстань L , км		Уклон річки I , ‰		Площа водозбору F , км ²	Середня висота $H_{\text{ср}}$, м	Заболоченість f_b , %	Лісистість $f_{\text{л}}$, %	Розпаханість, %
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	середньозваже ний					
1	Альма – Кримдержзаповідник	9	13	79	33,5	39,7	810	-	89	-
2	Альма-вище вдсх.Партизанське	24	28	42,1	24,5	184	640	-	91	-
3	Альма - с.Карагач	31	35	32,5	12,6	249	540	-	-	-
4	Альма-с.Красноармійське	65	69	20,9	8,26	607	500	-	-	-
5	Кача- с.Загірське	13	21	57,8	33,8	110	800	-	81	-
6	Кача- с.Баштанівка	28	36	37,6	19,6	321	600	-	75	-
7	Кача- с.Комсомольське	54	62	23,9	10,5	525	580	-	54	-
8	Стіля-с.Лісникове	7,6	7,6	111	106	8,8	870	-	73	-
9	Бельбек- с.Щасливе	0,5	7,5	129	104	44	840	-	73	-
10	Бельбек- смт.Куйбишеве	20	27	43,4	17,4	270	730	-	51	-
11	Бельбек- с.Фруктове	49	56	23,6	8,04	493	680	-	44	-
12	Манаготра-с.Щасливе	1,6	3,7	149	114	5,06	660	-	81	-
13	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	0,5	4	202	179	6,55	980	-	65	-
14	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	1,8	5,5	156	131	10	980	-	80	-
15	притока Кучук-Узеньбаш	0,1	0,1	0,13	10,2	2,46	530	-	56	-
16	Кокозка-с.Аромат	17	18	59,2	74	83,6	910	-	66	-
17	Чорна-с.Родниківське	2	12	45	37,5	47,6	730	-	86	-
18	Чорна-біля гори Кизил-Кая	9	19	31,6	30,1	197	600	-	51	-
19	Чорна- с.Чорноріченське	24	34	22,6	18,6	342	520	-	56	-

Продовження табл. А.2

№ з/п	Річка - пост	Відстань L , км		Уклон річки I , ‰		Площа водозбору F , км ²	Середня висота $H_{\text{ср}}$, м	Заболоченість f_b , %	Лісистість f_l , %	Розпаханість, %
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	середньозваже ний					
20	Байдарка-с.Орлине	2	3	98	92,8	4,5	560	-	87	-
21	Учан-Су-сmt Чехове	2,9	4,9	214	191	16,8	680	-	85	-
22	Учан-Су-м.Ялта	6,8	8,8	134	92,6	28,9	520	-	-	-
23	Дерекойка- м.Ялта	8,6	10	167	144	49,7	730	-	64	-
24	Путамиця-м.Ялта	0,6	6,8	203	184	24,8	670	-	75	-
25	Авунда-сmt.Гурзуф	7,2	7,8	186	185	23	900	-	58	-
26	Улу-Узень-м.Алушта	11	13	96,1	48,1	64,8	610	-	-	-
27	Демерджі-м.Алушта	12	13	79,5	73,1	53	460	-	26	-
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	7,9	8,9	135	84,8	12,2	360	-	50	-
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	11	12	102	69,1	32,5	530	-	46	-
30	Ускут-с.Привітне	7,8	8,3	59	42,2	42,3	390	-	14	-
31	Арпат-с.Зеленогір'я	1,3	2,7	233	185	5,1	720	-	11	-
32	Шелен-с.Громівка	3	5,2	108	106	16,2	560	-	57	-
33	Ворон-с.Ворон	7,6	8,4	76,2	53,6	10,3	500	-	76	-
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	6,5	8,3	69,9	41,6	12,8	480	-	55	-
35	б.Скеляста-с.Міжріччя	-	-	-	-	0,32	-	-	-	-
36	Таракташ-м.Судак	20	20	41,3	26,1	156	340	-	86	-
37	Отуз-сmt.Щебетівка	0	13	49,3	32,2	58	340	-	84	-
38	струм.Кизилтаський-сmt Щебетівка	12	13	49,3	32,9	35	370	-	87	-

Продовження табл. А.2

№ з/п	Річка - пост	Відстань L , км		Уклон річки I , ‰		Площа водозбору F , км ²	Середня висота $H_{\text{ср}}$, м	Заболоченість f_b , %	Лісистість f_l , %	Розпаханість, %
		від витоку	від найбільш віддаленої точки річкової мережі	середній	середньозваже ний					
39	Су-Індол-с.Тополівка	14	16	38,5	22,7	71	820	-	85	-
40	Салгир-с.Сорокине	1	16	65,7	28,1	90	770	-	-	-
41	Салгир-с.Піонерське	9	24	45,4	30	261	750	-	45	-
42	Салгир-г.Сімферополь	21	36	32	10,8	321	630	-	-	-
43	Салгир-с.Роздільне	48	63	19,9	5,97	564	610	-	24	-
44	Салгир-с.Листв'яне	168	183	7,54	2,04	3540	490	-	14	-
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	2	3,9	100	98,7	16,8	690	-	9	-
46	Ангара-с.Перевальне	5,8	8,8	112	74,1	38,3	880	-	58	-
47	Малий Салгир-г.Сімферополь	21	22	23,9	23,3	96	410	-	7	-
48	Зуя-с.Баланове	12	15	35,7	34,1	48	590	-	47	-
49	Бурульча-с.Межигір'я	18	21	41,2	40,2	85	800	-	79	-
50	Біюк-Карасу-с.Карасівка	2	2	74,5	52	3,5	390	-	50	-
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	11	27	32,7	20,1	275	580	-	31	-
52	Біюк-Карасу-с.Зибіне	41	57	16,9	7,67	601	410	-	20	-
53	Тонас-м.Білогірськ	0,4	0,4	-	-	184	-	-	-	-
54	Кучук-Карасу-с.Богате	18	18	36,6	18,8	89	520	-	60	-

Додаток Б

Результати статистичної обробки часових рядів максимального стоку дощових паводків на річках гірських регіонів України

Таблиця Б.1 – Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків для гірських річок Українських Карпат

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Q _{ср} , м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
1	Тиса-м.Рахів	1070	64	240	0,67	1,70	-0,001	2,5	0,67	1,94	2,9
2	Тиса-с.Ділове	1190	53	261	0,61	1,71	0,281	2,8	0,63	2,07	3,3
3	Тиса-сmt Вилок	9140	57	1352	0,60	2,16	-0,058	3,6	0,61	2,66	4,4
4	Чорна Тиса-сmt Ясіня	194	55	57,1	0,63	1,77	0,146	2,8	0,63	2,08	3,3
5	Чорна Тиса-с.Білин	540	43	157	0,56	1,37	0,082	2,4	0,57	1,59	2,8
6	Біла Тиса-с.Луги	189	56	36,0	1,04	5,67	0,240	5,5	1,25	10,57	8,4
7	Біла Тиса-с.Розтоки	473	34	116	0,70	1,54	0,341	2,2	0,71	1,91	2,7
8	Косівська-с.Косівська Поляна	122	48	28,8	0,97	5,45	0,011	5,6	1,08	10,41	9,7
9	Шопурка-с.Кобилецька Поляна	240	35	58,5	0,53	1,22	0,159	2,3	0,53	1,41	2,7
10	Тересва-сmt Усть-Чорна	572	63	135	0,64	2,42	0,148	3,8	0,66	3,03	4,6
11	Тересва-сmt Дубове	757	42	174	0,46	0,66	0,140	1,4	0,46	0,71	1,5
12	Тересва-с.Нересниця	1100	38	266	0,57	1,15	0,275	2,0	0,58	1,36	2,3
13	Мокрянкa-с.Руська Мокра	214	48	63,9	0,63	2,28	0,154	3,6	0,66	2,96	4,5
14	Брустурянка-с.Лопухів	257	42	108	0,71	1,31	0,365	1,8	0,73	1,56	2,1
15	Красна-с.Красна	50,7	32	17,0	0,58	0,29	0,142	0,5	0,59	0,33	0,6
16	Лужанка-с.Нересниця	149	33	51,6	0,70	1,54	0,353	2,2	0,72	2,00	2,8

Продовження табл. Б.1

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Q _{ср} , м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
17	Теребля-с.Колочава	369	48	150	0,53	1,15	0,077	2,2	0,53	1,28	2,4
18	Ріка-с.Верхній Бистрий	165	53	49,6	0,43	1,45	0,154	3,4	0,43	1,65	3,9
19	Ріка-с-мт Міжгір'я	550	65	215	0,51	1,07	-0,036	2,1	0,51	1,13	2,2
20	Ріка-с.Нижній Бистрий	781	16	204	0,47	0,65	-0,252	1,4	0,47	0,77	1,6
21	Ріка-м.Хуст	1130	48	337	0,58	1,15	0,088	2,0	0,58	1,27	2,2
22	Голятинка-с.Голятин	59	25	38,5	0,59	1,51	-0,042	2,6	0,60	2,01	3,3
23	Голятинка-с.Майдан	86	51	43,3	0,59	1,56	-0,027	2,6	0,59	1,81	3,1
24	Рипинка-с.Рипинне	203	49	92,1	0,61	1,48	0,040	2,4	0,61	1,70	2,8
25	Пилипець-с.Пилипець	44,2	55	30,4	0,66	1,44	0,157	2,2	0,66	1,62	2,5
26	Студений-с.Нижній Студений	25,4	53	16,0	0,76	2,54	0,151	3,4	0,77	3,34	4,3
27	Боржава-с.Довге	408	65	114	0,73	1,39	-0,033	1,9	0,74	1,53	2,1
28	Боржава-с.Шаланки	1100	37	140	0,65	1,85	0,098	2,9	0,66	2,39	3,6
29	Іршава-с-мт Іршава	230	34	43,1	1,03	2,77	0,070	2,7	1,12	4,27	3,8
30	Латориця-с.Підполоззя	324	65	129	0,58	1,73	-0,102	3,0	0,58	1,98	3,4
31	Латориця-г.Свалява	680	50	154	0,74	2,42	0,010	3,3	0,75	3,17	4,2
32	Латориця-м.Мукачеве	1360	65	328	0,80	2,91	-0,111	3,7	0,84	3,83	4,6
33	Латориця-м.Чоп	2870	55	143	0,80	2,31	-0,249	2,9	0,82	2,92	3,5
34	Жденівка-с.Верхня Грабівниця	150	37	46,6	0,53	1,75	-0,090	3,3	0,53	2,21	4,2
35	Віча-с.Неліпине	241	53	71,9	0,69	3,16	0,136	4,6	0,72	4,50	6,3
36	Піня-с-мт Поляна	166	36	49,4	0,76	3,02	-0,186	4,0	0,82	4,76	5,8

Продовження табл. Б.1

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Q _{ср} , м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
37	Стара-с.Зняцеве	224	59	15,9	0,77	1,50	-0,067	2,0	0,77	1,69	2,2
38	Уж-с.Жорнава	286	59	94,0	0,53	1,16	-0,154	2,2	0,53	1,26	2,4
39	Уж-с.мт Великий Березний	653	34	153	0,48	0,96	-0,003	2,0	0,48	1,08	2,2
40	Уж-с.Зарічеве	1280	65	291	0,63	1,39	-0,104	2,2	0,63	1,53	2,4
41	Уж-м.Ужгород	1970	65	360	0,62	1,78	-0,107	2,9	0,62	2,05	3,3
42	Лютянка(Люта)-с.Чорноголова	169	33	35,4	0,38	1,20	0,175	3,1	0,38	1,40	3,7
43	Тур'я-с.Тур'я Поляна	98,6	24	20,3	0,50	1,91	-0,009	3,9	0,51	2,81	5,5
44	Тур'я-с.Сімер	464	53	132	0,80	2,51	-0,120	3,1	0,82	3,29	4,0
45	Сірет-с.Лопушна	152	31	72,7	0,69	1,33	0,368	1,9	0,70	1,69	2,4
46	Сірет-м.Сторожинець	672	58	183	0,96	2,66	0,085	2,8	0,99	3,47	3,5
47	Міхидра-с.Липовани	144	25	37,6	1,00	1,57	0,413	1,6	1,09	2,34	2,2
48	Малий Сірет-с.Верхні Петрівці	488	20	96,6	1,32	2,07	0,217	1,6	1,40	3,37	2,4
49	Прут – с.мт Ворохта	48,3	33	32,0	0,49	1,53	-0,187	3,1	0,49	1,91	3,9
50	Прут-с.Кремінці (с.Татарів)	366	52	125	0,71	2,25	0,084	3,2	0,72	2,85	3,9
51	Прут-м.Яремча	597	61	320	0,84	2,27	0,021	2,7	0,86	2,80	3,3
52	Прут-м.Чернівці	6890	99	1336	0,77	1,54	0,019	2,0	0,77	1,66	2,1
53	Кам'янка-с.Дора	18,1	65	15,0	1,02	2,50	0,197	2,5	1,03	3,13	3,0
54	Чорнява – с. Любківці	333	26	14	1,66	3,70	-0,108	2,2	1,79	7,47	4,2
55	Черемош-с.Устеріки	1500	53	404	0,60	2,06	0,036	3,4	0,61	2,55	4,2
56	Білий Черемош-с.Яблуниця	552	53	171	0,77	1,95	-0,007	2,5	0,78	2,37	3,0

Продовження табл. Б.1

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Q _{ср} , м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
57	Чорний Черемош-сmt Верховина	657	53	168	0,85	3,07	0,097	3,6	0,91	4,33	4,7
58	Ільця-с.Ільці	86,1	52	44,2	0,97	2,09	-0,068	2,2	0,98	2,59	2,6
59	Путила-сmt Путила	181	47	70,0	0,93	1,76	-0,229	1,9	0,94	2,13	2,3
60	Дністер-с.Стрілки	384	63	109	0,98	3,71	0,029	3,8	1,07	5,35	5,0
61	Дністер-м.Самбір	850	65	230	0,91	1,69	0,176	1,8	0,92	1,93	2,1
62	Стрв'яз-м.Хирів	353	30	74	0,65	0,81	0,027	1,3	0,65	0,91	1,4
63	Стрв'яз-с.Луки	910	44	70	0,83	1,93	0,235	2,3	0,85	2,51	2,9
64	Бистриця-с.Озими́на	206	45	92	1,09	1,46	0,136	1,3	1,12	1,70	1,5
65	Тисьмениця-м.Дрогобич	250	70	96,2	0,97	1,46	0,091	1,5	0,98	1,60	1,6
66	Стрий-с.Матків	106	56	37,4	0,68	2,02	0,073	3,0	0,69	2,46	3,6
67	Стрий-с.Заваді́вка	740	49	247	0,61	1,37	0,121	2,2	0,62	1,61	2,6
68	Стрий-м.Турка	897	47	173	0,56	1,53	0,183	2,7	0,56	1,78	3,2
69	Стрий-с.Ясени́ця	1020	28	281	0,61	0,97	0,037	1,6	0,63	1,18	1,9
70	Стрий-с.Новий Кропивник	1140	32	305	0,99	4,14	0,051	4,2	1,18	8,09	6,9
71	Стрий-сmt Верхнє Синьовиднє	2400	62	607	0,74	2,21	0,039	3,0	0,75	2,70	3,6
72	Яблунька-м.Турка	136	40	57,9	0,90	2,29	-0,088	2,5	0,95	3,11	3,3
73	Рибник-с.Майдан	138	28	92,1	0,72	0,83	0,043	1,2	0,73	0,94	1,3
74	Рибник-с.Рибник	159	36	83,5	0,88	2,69	0,131	3,1	0,93	4,04	4,3
75	Опір-м.Сколе	733	61	262	0,87	2,00	0,047	2,3	0,88	2,39	2,7
76	Славська-сmt Славське	76,3	57	25,0	0,71	2,05	0,357	2,9	0,74	2,56	3,5

Продовження табл. Б.1

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Q _{ср} , м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
77	Рожанка-с.Ружанка	88,6	35	36,1	0,64	2,04	0,146	3,2	0,65	2,75	4,2
78	Головчанка-с.Тухля	130	56	43,3	0,87	2,21	0,044	2,5	0,90	2,75	3,1
79	Орава-х.Святослав	204	66	68,4	1,12	3,53	0,078	3,2	1,18	4,94	4,2
80	Свіча-х.Мислівка	201	56	91,8	1,03	2,39	0,031	2,3	1,05	3,05	2,9
81	Свіча-с.Зарічне	1280	58	456	1,03	2,05	0,175	2,0	1,05	2,56	2,4
82	Лужанка-м.Гошів	146	61	87,5	1,14	1,99	0,037	1,8	1,16	2,38	2,1
83	Сукіль-с.Тисів	138	52	89,2	1,02	1,86	0,066	1,8	1,04	2,24	2,2
84	Болохівка-с.Томашівці	268	33	72,9	0,79	1,56	0,146	2,0	0,80	1,96	2,5
85	Лімниця-с.Осмолода	203	44	71	0,51	0,97	0,099	1,9	0,51	1,06	2,1
86	Лімниця-с.Перевозець	1490	57	463	0,76	1,74	-0,064	2,3	0,77	2,03	2,7
87	Чечва-с.Спас	269	55	143	0,75	1,48	0,187	2,0	0,77	1,73	2,3
88	Дуба-с.Дуба	35,1	19	19,8	0,71	0,65	0,156	0,9	0,73	0,76	1,0
89	Луква-с.Боднарів	185	57	84,2	0,90	1,68	0,045	1,9	0,91	1,94	2,1
90	Бистриця-с.Ямниця	2450	28	576	0,79	2,79	0,279	3,5	1,03	4,80	4,6
91	Бистриця Надвірнянська-с.Пасічна	482	54	195	0,62	1,18	-0,105	1,9	0,62	1,29	2,1
92	Ворона-м.Тисмениця	657	39	76	0,78	1,65	0,243	2,1	0,80	2,11	2,6
93	Бистриця Солотвинська-с.Гута	112	62	83,0	0,937	2,438	0,065	2,6	0,97	3,059	3,2
	Середнє значення							2,5			3,2

Таблиця Б.2 - Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків для гірських річок Криму (за теплий період)

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Q _{ср} , м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
1	Альма - Кримдержзаповідник	39,7	41	8,37	0,89	1,93	0,16	2,2	0,91	2,47	2,7
2	Альма-више вдсх.Партизанське	184	39	27,4	1,35	2,95	0,15	2,2	1,42	4,6	3,2
3	Альма - с.Карагач	249	17	25,9	0,64	1,13	0,37	1,8	0,67	1,6	2,4
4	Альма-с.Красноармійське	607	25	22,7	1,06	2,54	0,33	2,4	1,12	4,38	3,9
5	Кача- с.Загірське	110	20	18,4	0,85	1,43	0,14	1,7	0,87	1,97	2,3
6	Кача- с.Баштанівка	321	43	37,9	0,97	2,57	0,04	2,6	1,03	3,58	3,5
7	Кача-с.Комсомольське	525	57	26,8	2,2	6,47	0,03	2,9	2,63	12,64	4,8
8	Стіля-с.Лісникове	8,8	23	1,69	1,36	1,88	0,56	1,4	1,44	2,78	1,9
9	Бельбек- с.Щасливе	44	22	7,68	0,57	1,23	0,17	2,2	0,57	1,56	2,7
10	Бельбек- смт.Куйбишеве	270	77	48,8	1,05	2,48	0,08	2,4	1,06	3,01	2,8
11	Бельбек- с.Фруктове	493	71	39,4	1,37	5,09	0,06	3,7	1,54	8,1	5,2
12	Манаготра-с.Щасливе	5,06	23	3,41	0,94	1,06	0,04	1,1	0,98	1,36	1,4
13	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	10	46	2,19	1,11	3,29	0,18	2,9	1,25	4,96	4
14	Бінок-Узеньбаш-с.Щасливе	6,55	51	2,71	0,53	0,89	0,03	1,7	0,53	0,95	1,8
15	притока Кучук-Узеньбаш	2,46	46	1,2	0,39	0,24	0,04	0,6	0,39	0,29	0,7
16	Кокозка-с.Аромат	83,6	40	20,4	0,87	1,7	0,12	1,9	0,88	2,09	2,4
17	Чорна-с.Родниківське	47,6	72	22,3	0,97	2,92	0,07	3	1	3,75	3,8
18	Чорна-біля гори Кизил-Кая	197	37	24,4	1,16	3,33	0,09	2,9	1,28	5,44	4,3
19	Чорна- с.Чорноріченське	342	25	22,1	1,07	2,11	0,19	2	1,12	3,2	2,9

Продовження табл. Б.2

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Q _{ср} , м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
20	Байдарка-с.Орлине	4,5	39	1,23	1,91	4,24	0,09	2,2	2,03	7,7	3,8
21	Учан-Су-сmt Чехове	16,8	52	4,72	0,99	2,32	0,08	2,4	1	2,88	2,9
22	Учан-Су-м.Ялта	28,9	33	8,84	1,29	3,57	0,14	2,8	1,47	6,34	4,3
23	Дерекойка- м.Ялта	49,7	77	7,1	0,88	0,77	0,08	0,9	0,89	0,8	0,9
24	Путамиця-м.Ялта	24,8	25	5,46	0,8	1,47	0,42	1,8	0,82	1,93	2,4
25	Авунда-сmt Гурзуф	23	25	1,03	2,17	4,1	0,08	1,9	2,42	8,99	3,7
26	Улу-Узень-м.Алушта	64,8	32	6,92	1,14	2,6	0,24	2,3	1,18	3,97	3,4
27	Демерджі-м.Алушта	53	59	9,15	1,52	3,05	0,16	2,0	1,57	4,17	2,7
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	12,2	29	2,01	1,23	1,74	0,14	1,4	1,28	2,34	1,8
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	32,5	61	6,88	1,75	3,98	0,08	2,3	1,81	5,97	3,3
30	Ускут-с.Привітне	42,3	41	6,4	1,08	1,78	0,18	1,6	1,11	2,22	2
31	Арпат-с.Зеленогір'я	5,1	18	1,56	0,91	0,51	0,05	0,6	0,95	0,59	0,6
32	Шелен-с.Громівка	16,2	25	1,47	1,59	3,29	0,06	2,1	1,71	6,31	3,7
33	Ворон-с.Ворон	10,3	28	5,38	2,49	4,58	0,07	1,8	2,83	10,43	3,7
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	12,8	38	3,53	1,56	3,01	0,1	1,9	1,64	4,65	2,8
35	б.Скеляста-с.Міжріччя	0,32	20	0,19	0,81	1,09	0,1	1,3	0,83	1,38	1,7
36	Таракташ-м.Судак	156	60	8,35	1,31	2,09	0,27	1,6	1,34	2,53	1,9
37	Отуз-сmt.Щебетовка	58	35	5,41	1,52	1,99	0,02	1,3	1,6	2,65	1,7
38	струм.Кизилтаський-сmt Щебетовка	35	54	5,93	2,99	6,89	0,07	2,3	3,26	14,19	4,4
39	Су-Індол-с.Тополівка	71	80	8,05	1,67	3,57	0,04	2,1	1,72	4,79	2,8

Продовження табл. Б.2

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Q _{ср} , м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
40	Салгир-с.Сорокине	90	21	9,01	0,89	1,61	0,28	1,8	0,91	2,3	2,5
41	Салгир-с.Піонерське	261	56	19,6	1,33	2,72	0,01	2,0	1,36	3,61	2,7
42	Салгир-г.Сімферополь	321	38	21,1	1,03	2,77	0,01	2,7	1,09	4,13	3,8
43	Салгир-с.Роздільне	564	29	8,67	0,74	1,59	0,22	2,1	0,75	2,05	2,7
44	Салгир-с.Листв'яне	3540	27	8,48	0,74	1,09	0,37	1,5	0,76	1,3	1,7
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	16,8	25	4,89	1,09	1,92	0,27	1,8	1,13	2,78	2,5
46	Ангара-с.Перевальне	38,3	58	9,52	1,29	2,44	0,08	1,9	1,33	3,12	2,3
47	Малий Салгир-г.Сімферополь	96	33	5,54	1,39	2,92	0,11	2,1	1,47	4,84	3,3
48	Зуя-с.Баланове	48	32	1,77	1,41	1,98	0,01	1,4	1,48	2,71	1,8
49	Бурульча-с.Межигір'я	85	65	8,48	1,19	2,88	0,07	2,4	1,21	3,78	3,1
50	Біюк-Карасу-с.Карасівка	7,1	35	11	0,54	0,79	0,11	1,5	0,54	0,86	1,6
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	275	44	12	0,77	1,77	0,19	2,3	0,78	2,17	2,8
52	Біюк-Карасу-с.Зибіне	601	22	10,4	0,75	1,33	0,36	1,8	0,79	1,84	2,3
53	Тонас-м.Білогірськ	184	38	13,5	1,81	2,97	0,37	1,6	1,92	4,56	2,4
54	Кучук-Карасу-с.Богате	89	59	10,7	1,81	3,43	0,08	1,9	1,91	5	2,6
	Середнє значення								2,0		2,8

Таблиця Б.3 - Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води дощових паводків для гірських річок Криму (за холодний період)

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
1	Альма - Кримдержзаповідник	39,7	42	7,69	0,8	2,73	0,16	3,4	0,83	3,91	4,7
2	Альма - више вдсх.Партизанське	184	43	25,4	1,34	2,7	0,17	2	1,38	3,827	2,8
3	Альма - с.Карагач	249	18	25,1	0,76	2,53	-0,35	3,3	0,78	2,24	2,9
4	Альма - с.Красноармійське	607	27	23,6	0,83	1,3	-0,06	1,6	0,85	1,61	1,9
5	Кача - с.Загірське	110	20	10,5	0,59	1,12	0,14	1,9	0,6	1,43	2,4
6	Кача- с.Баштанівка	321	39	26,1	0,89	1,93	-0,12	2,2	0,91	2,49	2,7
7	Кача-с.Суворове(Комсомольське)	525	56	19,7	0,89	3,53	-0,24	4	0,96	5,17	5,4
8	Стіля-с.Лісникове	8,8	25	1,00	1,06	3,03	-0,25	2,9	1,2	5,52	4,6
9	Бельбек - с.Щасливе	44	23	7,1	0,88	1,74	0,28	2,0	0,91	2,49	2,7
10	Бельбек - смт.Куйбишеве	270	77	37,2	0,86	1,45	0,08	1,7	0,86	1,58	1,8
11	Бельбек- с.Фруктове	493	72	34,6	0,84	2,01	-0,05	2,4	0,84	2,33	2,8
12	Манаготра-с.Щасливе	5,06	23	1,33	1,1	2,74	0,35	2,5	1,14	4,9	4,3
13	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	6,55	45	2,41	0,77	2,85	0,03	3,7	0,82	4,07	5
14	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	10	46	1,70	0,53	1,47	0,17	2,8	0,53	1,71	3,2
15	притока р.Кучук-Узеньбаш	2,46	46	1,22	0,34	-0,23	0,42	-0,7	0,34	-0,1	-0,3
16	Кокозка-с.Аромат	83,6	45	21,5	0,74	1,5	0,04	2,0	0,74	1,75	2,4
17	Чорна-с.Родниківське	47,6	79	30,5	0,6	1,75	-0,04	2,9	0,6	1,96	3,3
18	Чорна-біля гори Кизил-Кая	197	41	44,5	0,85	1,95	-0,17	2,3	0,86	2,49	2,9
19	Чорна-с.Чорноріченське	342	25	37,7	0,78	1,07	-0,31	1,4	0,8	1,29	1,6

Продовження табл. Б.3

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
20	Байдарка-с.Орлине	4,5	38	1,43	1,06	1,8	0,07	1,7	1,08	2,29	2,1
21	Учан-Су-сmt Чехове	16,8	65	7,05	0,88	2,19	0,26	2,5	0,9	2,65	2,9
22	Учан-Су-м.Ялта	28,9	33	10,6	0,75	1,67	-0,01	2,2	0,76	2,13	2,8
23	Дерекойка-м.Ялта	49,7	77	5,47	0,69	3,01	-0,04	4,3	0,71	3,85	5,4
24	Путамиця-м.Ялта	24,8	24	3,04	0,73	2,8	0,07	3,9	0,82	4,97	6,1
25	Авунда-сmt Гурзуф	23	28	1,86	1,03	1,83	0,04	1,8	1,06	2,52	2,4
26	Улу-Узень-м.Алушта	64,8	31	5,98	0,71	1,16	-0,04	1,6	0,72	1,37	1,9
27	Демерджі-м.Алушта	53	54	3,07	1,06	2,43	0,12	2,3	1,08	3,14	2,9
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	12,2	18	1,43	0,9	1,53	0,01	1,7	0,94	2,24	2,4
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	32,5	60	3,58	0,81	3,59	0,07	4,5	0,85	5,18	6,1
30	Ускут-с.Привітне	42,3	38	2,8	1,19	2,43	-0,09	2,0	1,23	3,42	2,8
31	Арпат-с.Зеленогір'я	5,1	17	0,26	0,76	1,44	0,27	1,9	0,79	2,09	2,7
32	Шелен-с.Громівка	16,2	23	0,54	1,14	2,07	0,4	1,8	1,19	3,21	2,7
33	Ворон-с.Ворон	10,3	39	0,82	1,92	5,49	-0,02	2,9	2,37	11,59	4,9
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	12,8	32	1,17	1,82	4,01	-0,01	2,2	1,96	7,7	3,9
35	б.Скеляста-с.Міжріччя	0,32	17	0,08	0,62	1,57	-0,18	2,5	0,65	2,37	3,6
36	Таракташ-м.Судак	156	58	2,82	1,74	3,05	0,15	1,8	1,8	4,17	2,3
37	Отуз-сmt Щебетівка	58	30	1,11	1,27	1,87	0,09	1,5	1,32	2,56	1,9
38	струм.Кизилтаський-сmt Щебетівка	35	29	0,93	1,41	1,88	0,44	1,3	1,48	2,6	1,8
39	Су-Індол-с.Тополівка	71	82	4,76	1,09	1,71	0,05	1,6	1,1	1,9	1,7

Продовження табл. Б.3

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	$\bar{Q}_m$, м ³ /с	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
40	Салгир-с.Сорокине	90	22	11,7	0,61	0,77	-0,07	1,3	0,61	0,89	1,5
41	Салгир-с.Піонерське	261	56	13,7	0,72	1,76	-0,08	2,4	0,72	2,06	2,8
42	Салгир-м.Сімферополь	321	37	19	0,89	1,78	-0,14	2	0,91	2,26	2,5
43	Салгир-с.Роздільне (Гвардійське)	564	27	8,55	0,88	0,78	-0,01	0,9	0,9	0,88	1,0
44	Салгир-с.Листвяне (Двуріччя)	3540	29	8,18	0,7	0,88	0,2	1,3	0,71	0,99	1,4
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	16,8	25	3,41	0,63	0,79	-0,27	1,2	0,64	0,89	1,4
46	Ангара-с.Перевальне	38,3	60	6,01	0,86	1,38	0,04	1,6	0,87	1,53	1,8
47	Малий Салгир-м.Сімферополь	96	42	1,05	0,73	2,72	0,06	3,7	0,78	3,9	5,0
48	Зуя-с.Баланове	48	40	1,38	1,11	1,78	-0,04	1,6	1,14	2,23	2,0
49	Бурульча-с.Межигір'я	85	67	7,05	0,69	0,93	-0,06	1,3	0,69	0,97	1,4
50	Біюк-Карасу-с.Карасівка	7,1	38	12,1	0,45	0,04	0,15	0,1	0,45	0,11	0,3
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	275	43	12,4	0,52	0,93	0,09	1,8	0,52	1,01	1,9
52	Біюк-Карасу-с.Зибіне	601	22	10,3	0,5	0,27	0,21	0,5	0,52	0,34	0,6
53	Тонас-м.Білогірськ	184	35	5,56	1,1	2,22	0,17	2	1,13	3,09	2,7
54	Кучук-Карасу-с.Багате	89	60	4,35	1,12	2,6	-0,05	2,3	1,14	3,36	2,9
	Середнє значення								0,93		2,7

Таблиця Б.4 – Статистичні параметри часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків для гірських річок Українських Карпат

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Y _{ср} , мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
1	Тиса-м.Рахів	1070	64	53	0,92	3,56	0,113	3,9	0,99	5,04	5,1
2	Тиса-с.Ділове	1190	53	60	0,65	1,58	0,172	2,4	0,65	1,82	2,8
3	Тиса-сmt Вилок	9140	57	52	0,61	1,09	-0,136	1,8	0,61	1,18	1,9
4	Чорна Тиса-сmt Ясіня	194	55	50	0,63	1,27	0,115	2,0	0,63	1,40	2,2
5	Чорна Тиса-с.Білин	540	43	55	0,63	1,58	0,006	2,5	0,64	1,89	3,0
6	Біла Тиса-с.Луки	189	56	51	0,78	1,74	0,016	2,2	0,79	2,04	2,6
7	Біла Тиса-с.Розтоки	473	34	67	0,84	1,55	0,309	1,8	0,87	2,00	2,3
8	Косівська-с.Косівська Поляна	122	48	68	0,89	3,83	0,124	4,3	0,98	6,11	6,3
9	Шопурка-с.Кобилецька Поляна	240	35	65	0,70	3,56	0,124	5,1	0,75	6,15	8,2
10	Тересва-сmt Усть-Чорна	572	63	59	0,71	2,56	0,048	3,6	0,74	3,25	4,4
11	Тересва-сmt Дубове	757	42	66	0,58	1,59	0,039	2,7	0,59	1,91	3,3
12	Тересва-с.Нересниця	1100	38	59	0,59	0,68	0,163	1,2	0,59	0,73	1,2
13	Мокрянка-с.Руська Мокра	214	48	77	0,69	1,85	0,030	2,7	0,70	2,25	3,2
14	Брустуриянка-с.Лопухів	257	42	75	0,60	1,83	-0,015	3,1	0,60	2,29	3,8
15	Красна-с.Красна	50,7	32	65	0,70	1,23	0,410	1,8	0,73	1,60	2,2
16	Лужанка-с.Нересниця	149	33	57	0,59	0,91	0,297	1,5	0,60	1,06	1,8
17	Теребля-с.Колочава	369	48	76	0,52	0,55	0,024	1,1	0,52	0,58	1,1
18	Ріка-с.Верхній Бистрий	165	53	50	0,56	1,39	0,079	2,5	0,56	1,57	2,8
19	Ріка-сmt Міжгір'я	550	65	54	0,61	1,38	0,011	2,3	0,61	1,52	2,5

Продовження табл. Б.4

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Y _{ср} , мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
20	Ріка-с.Нижній Бистрий	781	16	47	0,56	0,71	0,004	1,3	0,57	0,85	1,5
21	Ріка-м.Хуст	1130	48	61	0,48	0,80	-0,089	1,7	0,48	0,85	1,8
22	Голятинка-с.Голятин	59	25	43	0,54	0,89	-0,036	1,7	0,55	1,03	1,9
23	Голятинка-с.Майдан	86	51	45	0,77	2,67	-0,104	3,5	0,78	3,61	4,6
24	Рипинка-с.Рипинне	203	49	50	0,65	1,38	-0,022	2,1	0,66	1,56	2,4
25	Пилипець-с.Пилипець	44,2	55	53	0,74	1,68	-0,056	2,3	0,75	1,95	2,6
26	Студений-с.Нижній Студений	25,4	53	47	0,78	4,38	0,064	5,6	0,82	7,18	8,7
27	Боржава-с.Довге	408	65	51	0,78	1,62	-0,172	2,1	0,79	1,83	2,3
28	Боржава-с.Шаланки	1100	37	42	0,64	1,23	-0,114	1,9	0,65	1,42	2,2
29	Іршава-сmt Іршава	230	34	40	0,70	0,78	-0,133	1,1	0,71	0,85	1,2
30	Латориця-с.Підполоззя	324	65	52	0,59	1,56	-0,182	2,6	0,59	1,75	3,0
31	Латориця-г.Свалява	680	50	43	0,80	2,83	-0,028	3,5	0,86	3,92	4,6
32	Латориця-м.Мукачеве	1360	65	39	0,68	1,39	-0,171	2,0	0,69	1,53	2,2
33	Латориця-м.Чоп	2870	55	35	0,74	1,81	-0,220	2,5	0,74	2,14	2,9
34	Жденівка-с.Верхня Грабівниця	150	37	53	0,48	1,24	0,028	2,6	0,48	1,44	3,0
35	Віча-с.Неліпине	241	53	52	0,68	3,15	-0,051	4,6	0,71	4,48	6,3
36	Піня-сmt Поляна	166	36	37	0,79	2,97	-0,208	3,8	0,87	4,66	5,4
37	Стара-с.Зняцеве	224	59	21	0,94	2,06	-0,171	2,2	0,95	2,49	2,6
38	Уж-с.Жорнава	286	59	40	0,52	0,52	-0,136	1,0	0,52	0,54	1,0
39	Уж-сmt Великий Березний	653	34	34	0,57	0,85	0,040	1,5	0,58	0,93	1,6

Продовження табл. Б.4

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Y _{ср} , мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
40	Уж-с.Зарічеве	1280	65	34	0,58	1,15	-0,030	2,0	0,58	1,24	2,1
41	Уж-м.Ужгород	1970	65	32	0,53	0,94	-0,096	1,8	0,53	0,99	1,9
42	Лютянка(Люта)-с.Чорноголова	169	33	39	0,53	0,51	-0,254	1,0	0,53	0,55	1,0
43	Тур'я-с.Тур'я Поляна	98,6	24	53	0,61	0,88	-0,024	1,4	0,61	1,02	1,7
44	Тур'я-с.Сімер	464	53	43	0,69	1,50	-0,262	2,2	0,69	1,72	2,5
45	Сірет-с.Лопушна	152	31	59	0,53	0,56	0,130	1,0	0,53	0,61	1,1
46	Сірет-м.Сторожинець	672	58	46	0,78	2,58	-0,172	3,3	0,79	3,34	4,2
47	Міхидра-с.Липовани	144	25	41	0,80	1,20	0,340	1,5	0,83	1,56	1,9
48	Малий Сірет-с.Верхні Петрівці	488	20	30	0,99	2,15	-0,169	2,2	1,03	3,57	3,5
49	Прут – смт Ворохта	48,3	33	101	0,63	2,48	0,110	3,9	0,67	3,69	5,5
50	Прут-с.Кремінці (с.Татарів)	366	52	54	0,56	1,61	0,000	2,9	0,56	1,88	3,3
51	Прут-м.Яремча	597	61	68	0,67	1,59	-0,042	2,4	0,67	1,81	2,7
52	Прут-м.Чернівці	6890	99	40	0,72	1,37	0,009	1,9	0,72	1,45	2,0
53	Кам'янка-с.Дора	18,1	65	61	0,95	3,79	0,034	4,0	1,02	5,47	5,4
54	Чорнява – с. Любківці	333	25	17	1,08	1,88	-0,084	1,7	1,12	2,70	2,4
55	Черемош-с.Устеріки	1500	53	55	0,71	2,04	-0,029	2,9	0,72	2,51	3,5
56	Білий Черемош-с.Яблуниця	552	53	57	0,85	2,57	0,070	3,0	0,88	3,39	3,9
57	Чорний Черемош-смт Верховина	657	53	52	0,79	1,82	0,141	2,3	0,80	2,17	2,7
58	Ільця-с.Ільці	86,1	52	61	0,72	1,56	-0,162	2,2	0,73	1,81	2,5
59	Путила-смт Путила	181	47	48	0,58	1,03	0,055	1,8	0,58	1,12	1,9

Продовження табл. Б.4

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Y _{ср} , мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
60	Дністер-с.Стрілки	384	63	34	0,65	1,50	0,041	2,3	0,65	1,68	2,6
61	Дністер-м.Самбір	850	65	41	0,75	2,02	0,238	2,7	0,78	2,45	3,1
62	Стрвяж-м.Хирів	353	30	36	0,59	1,69	0,049	2,9	0,60	2,23	3,7
63	Стрвяж-с.Луки	910	44	28	0,78	2,02	0,042	2,6	0,80	2,57	3,2
64	Бистриця-с.Озими́на	206	45	45	0,81	2,10	0,185	2,6	0,84	2,69	3,2
65	Тисьмениця-м.Дрогобич	250	70	49	0,86	1,97	0,099	2,3	0,87	2,30	2,7
66	Стрий-с.Матків	106	56	57	0,62	1,95	-0,040	3,1	0,63	2,35	3,8
67	Стрий-с.Завадівка	740	49	53	0,65	1,96	-0,061	3,0	0,68	2,49	3,7
68	Стрий-м.Турка	897	47	41	0,48	0,75	0,142	1,6	0,48	0,80	1,7
69	Стрий-с.Ясениця	1020	28	52	0,55	1,60	-0,064	2,9	0,58	2,20	3,8
70	Стрий-с.Новий Кропивник	1140	32	46	0,74	3,10	0,033	4,2	0,82	5,18	6,3
71	Стрий-с.мт Верхнє Синьовиднє	2400	62	44	0,61	2,61	0,099	4,3	0,63	3,35	5,3
72	Яблунька-м.Турка	136	40	46	0,83	2,49	0,101	3,0	0,86	3,49	4,1
73	Рибник-с.Майдан	138	28	74	0,87	2,65	-0,039	3,1	0,93	4,31	4,6
74	Рибник-с.Рибник	159	36	61	0,73	1,95	0,166	2,7	0,76	2,58	3,4
75	Опір-м.Сколе	733	61	54	0,75	1,57	-0,062	2,1	0,76	1,78	2,4
76	Славська-с.мт Славське	76,3	57	42	0,53	1,24	-0,139	2,3	0,53	1,36	2,6
77	Рожанка-с.Ружанка	88,6	35	49	0,64	2,52	0,082	3,9	0,68	3,71	5,4
78	Головчанка-с.Тухля	130	56	52	0,77	2,58	-0,063	3,4	0,78	3,36	4,3
79	Орава-х.Святослав	204	66	45	0,80	2,30	0,076	2,9	0,82	2,80	3,4

Продовження табл. Б.4

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Y _{ср} , мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
80	Свіча-х.Мислівка	201	56	76	0,69	1,93	0,140	2,8	0,70	2,31	3,3
81	Свіча-с.Зарічне	1280	58	63	0,74	2,36	0,212	3,2	0,77	3,05	4,0
82	Лужанка-м.Гошів	146	61	72	1,29	5,27	0,061	4,1	1,48	8,99	6,1
83	Сукіль-с.Тисів	138	52	74	0,68	1,27	0,005	1,9	0,69	1,42	2,1
84	Болохівка-с.Томашівці	268	33	35	0,75	1,39	0,134	1,9	0,76	1,68	2,2
85	Лімниця-с.Осмолода	203	44	76	0,50	0,43	-0,087	0,9	0,50	0,46	0,9
86	Лімниця-с.Перевозець	1490	57	59	0,62	1,01	-0,122	1,6	0,62	1,08	1,7
87	Чечва-с.Спас	269	55	78	0,61	1,06	-0,192	1,7	0,61	1,14	1,9
88	Дуба-с.Дуба	35,1	19	56	0,75	1,64	0,142	2,2	0,77	2,43	3,2
89	Луква-с.Боднарів	185	57	51	0,74	1,62	-0,036	2,2	0,74	1,86	2,5
90	Бистриця-с.Ямниця	2450	28	40	0,74	2,29	0,235	3,1	0,82	3,61	4,4
91	Бистриця Надвірнянська- с.Пасічна	482	54	68	0,84	4,79	-0,059	5,7	0,90	8,15	9,1
92	Ворона-м.Тисмениця	657	39	24	0,73	1,03	0,131	1,4	0,73	1,14	1,6
93	Бистриця Солотвинська-с.Гута	112	62	98	0,65	1,45	-0,013	2,2	0,65	1,61	2,5
	Середнє значення								2,5		3,2

Таблиця Б.5 – Статистичні параметри часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків для гірських річок Криму (за теплий період)

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Y _{ср} , мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
1	Альма – Кримдержзаповідник	39,7	41	47	0,61	0,87	0,05	1,4	0,62	0,98	1,6
2	Альма-више вдсх.Партизанське	184	39	24	0,93	1,7	0,13	1,8	0,96	2,19	2,3
3	Альма - с.Карагач	249	17	13	0,59	0,4	0,18	0,7	0,61	0,5	0,8
4	Альма-с.Красноармійське	607	25	6	0,89	1,49	0,36	1,7	0,93	2,05	2,2
5	Кача- с.Загірське	110	20	26	1,32	2,66	0,05	2,0	1,44	5,19	3,6
6	Кача- с.Баштанівка	321	43	15	1,21	2,17	0,08	1,8	1,25	2,93	2,3
7	Кача-с.Комсомольське	525	60	8	0,96	1,92	0,04	2,0	0,98	2,33	2,4
8	Стіля-с.Лісникове	8,8	24	18	1,49	2,51	0,35	1,7	1,59	4,2	2,6
9	Бельбек- с.Щасливе	44	23	41	1,09	2,12	0,5	2,0	1,15	3,47	3,0
10	Бельбек- смт Куйбишеве	270	76	20	1,09	2,06	0,12	1,9	1,11	2,45	2,2
11	Бельбек- с.Фруктове	493	70	14	0,93	1,41	0,14	1,5	0,95	1,59	1,7
12	Манаготра-с.Щасливе	5,06	23	28	1,05	1,17	0,28	1,1	1,11	1,54	1,4
13	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	6,55	51	105	0,81	2,02	0,17	2,5	0,86	2,57	3,0
14	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	10	46	52	0,69	0,92	0,22	1,3	0,7	1,03	1,5
15	притока р. Кучук-Узеньбаш	2,46	11	299	0,78	0,69	0,53	0,9	0,86	0,98	1,1
16	Кокозка-с.Аромат	83,6	40	40	0,89	1,45	0,19	1,6	0,92	1,78	1,9
17	Чорна-с.Родниківське	47,6	74	115	0,86	2,07	0,03	2,4	0,87	2,48	2,8
18	Чорна-біля гори Кизил-Кая	197	38	94	0,99	2,76	0,13	2,8	1,13	4,22	3,7
19	Чорна- с.Чорноріченське	342	25	18	0,97	1,4	0,24	1,4	1,02	1,91	1,9

Продовження табл. Б.5

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Y _{ср} , мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
20	Байдарка-с.Орлине	4,5	38	18	0,94	2,06	0,06	2,2	0,96	2,84	2,9
21	Учан-Су-сmt Чехове	16,8	52	40	1,93	3,54	0,01	3,0	1,27	5,06	4,0
22	Учан-Су-м.Ялта	28,9	33	36	1,05	1,84	0,01	1,8	1,09	2,54	2,3
23	Дерекойка- м.Ялта	49,7	79	32	1,22	2,97	0,02	2,4	1,24	3,85	3,1
24	Путамиця-м.Ялта	24,8	25	19,5	1,11	1,89	0,05	1,7	1,15	2,72	2,4
25	Авунда-сmt Гурзуф	23	23	6,8	2,22	4,32	0,05	1,9	2,50	10,3	4,1
26	Улу-Узень-м.Алушта	64,8	32	21	1,12	2,28	0,09	2	1,17	3,41	2,9
27	Демерджі-м.Алушта	53	60	9	1,76	4,38	0,01	2,5	1,84	7,02	3,8
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	12,2	31	9	1,63	2,67	0,11	1,6	1,76	4,33	2,5
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	32,5	62	41	0,84	1,38	0,03	1,6	0,85	1,57	1,8
30	Ускут-с.Привітне	42,3	40	6,5	1,01	1,83	0,04	1,8	1,03	2,32	2,3
31	Арпат-с.Зеленогір'я	5,1	18	9,5	1,01	1,94	0,01	1,9	1,06	3,18	3,0
32	Шелен-с.Громівка	16,2	24	10	1,62	2,85	0,06	1,8	1,75	5,11	2,9
33	Ворон-с.Ворон	10,3	28	17	1,84	3,87	0,24	2,1	2,06	7,97	4,0
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	12,8	38	7,5	1,41	3,1	0,1	2,2	1,47	4,85	3,3
35	б.Скеляста-с.Міжріччя	0,32	20	14	1,35	1,03	0,04	0,8	1,44	1,28	0,9
36	Таракташ-м.Судак	156	59	2	1,47	2,7	0,02	1,8	1,53	3,63	2,4
37	Отуз-сmt Щебетовка	58	34	5	1,41	1,93	0,13	1,4	1,47	2,57	1,7
38	струм.Кизилтаський-сmt Щебетовка	35	53	8	2,57	6,06	0,06	2,4	2,78	11,9	4,3
39	Су-Індол-с.Тополівка	71	82	9	1,29	2,56	0,18	2,3	1,32	3,79	2,9

Продовження табл. Б.5

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	Y _{ср} , мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C _v	C _s	r(1)	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
40	Салгир-с.Сорокине	90	20	19	0,76	1,13	0,12	1,5	0,8	1,52	1,9
41	Салгир-с.Піонерське	261	56	12	1,15	2,24	0,07	2	1,17	2,87	2,4
42	Салгир-г.Сімферополь	321	37	13	0,87	2,17	0,14	2,5	0,89	3,06	3,4
43	Салгир-с.Роздільне	564	29	4	0,82	1,1	0,53	1,3	0,85	1,36	1,6
44	Салгир-с.Листвяне	3540	27	2	0,97	1,37	0,27	1,4	1,02	1,8	1,8
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	16,8	25	39	0,94	1,03	0,35	1,1	0,97	1,23	1,3
46	Ангара-с.Перевальне	38,3	59	26	1,08	1,84	0,03	1,7	1,11	2,22	2,0
47	Малий Салгир-г.Сімферополь	96	33	4	1,13	2,5	0,18	2,2	1,18	3,86	3,3
48	Зуя-с.Баланове	48	32	13	1,32	2,71	0,01	2	1,39	4,37	3,1
49	Бурульча-с.Межигір'я	85	65	21	0,96	1,89	0,09	2	0,97	2,25	2,3
50	Біюк-Карасу-с.Карасівка	7,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	275	43	20	1,06	2,77	0,12	2,6	1,2	4,08	3,4
52	Біюк-Карасу-с.Зибіне	601	22	8	1,65	2,68	0,33	1,6	1,82	5,03	2,8
53	Тонас-м.Білогірськ	184	38	5	1,09	2,68	0,1	2,5	1,12	3,93	3,5
54	Кучук-Карасу-с.Богате	89	60	10	1,33	2,19	0,1	1,6	1,37	2,75	2,0
	Середнє значення							1,8			2,5

Таблиця Б.6 – Статистичні параметри часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків для гірських річок Криму (за холодний період)

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	$\bar{Y}$, мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Альма - Кримдержзаповідник	39,7	42	53,9	0,81	2,7	0,18	3,3	0,84	3,87	4,6
2	Альма - вище вдсх.Партизанське	184	43	25,1	0,89	2,41	0,28	2,7	0,93	3,28	3,5
3	Альма - с.Карагач	249	17	27,5	0,69	1,02	-0,14	1,5	0,71	1,3	1,8
4	Альма - с.Красноармійське	607	25	11,4	0,76	1,22	-0,18	1,6	0,78	1,51	1,9
5	Кача - с.Загірське	110	20	28	0,55	0,46	-0,23	0,8	0,55	0,53	1
6	Кача- с.Баштанівка	321	40	18,6	0,93	1,79	0,11	1,9	0,94	2,24	2,4
7	Кача-с.Суворове	525	57	13	0,86	1,98	-0,19	2,3	0,87	2,38	2,7
8	Стіля-с.Лісникове	8,8	26	35,9	1,1	2,08	-0,35	1,9	1,15	3,09	2,7
9	Бельбек - с.Щасливе	44	23	59,2	0,81	1,06	0,37	1,3	0,83	1,29	1,6
10	Бельбек – смт Куйбишеве	270	77	32,3	0,7	1,3	0,22	1,9	0,7	1,39	2
11	Бельбек- с.Фруктове	493	69	18,3	0,73	1,29	0,23	1,8	0,74	1,4	1,9
12	Манаготра-с.Щасливе	5,06	23	23,8	0,77	1,88	0,2	2,4	0,78	2,77	3,5
13	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	6,55	45	119,7	0,79	1,89	0,12	2,4	0,8	2,35	2,9
14	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	10	46	68,5	0,77	2,22	0,01	2,9	0,79	2,88	3,6
15	притока р. Кучук-Узеньбаш	2,46	11	216,6	0,57	1,26	-0,14	2,2	0,58	2,01	3,4
16	Кокозка-с.Аромат	83,6	45	64,2	0,54	0,84	0,26	1,5	0,54	0,9	1,7
17	Чорна-с.Родниківське	47,6	79	180,1	0,51	0,87	-0,13	1,7	0,51	0,9	1,8
18	Чорна-біля гори Кизил-Кая	197	42	62,2	0,77	0,94	-0,21	1,2	0,78	1,03	1,3
19	Чорна-с.Чорноріченське	342	25	31,2	0,88	1,49	-0,08	1,7	0,9	1,96	2,2

Продовження табл. Б.6

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	$\bar{Y}$, мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
20	Байдарка-с.Орлине	4,5	38	32,1	0,99	2,21	0,34	2,2	1,02	3,01	3,0
21	Учан-Су-сmt Чехове	16,8	65	75,1	0,67	1,42	0,32	2,1	0,67	1,57	2,3
22	Учан-Су-м.Ялта	28,9	33	73,1	0,56	1,43	0,07	2,5	0,57	1,74	3,1
23	Дерекойка-м.Ялта	49,7	76	36,3	0,93	2,39	0,07	2,6	0,91	2,87	3,0
24	Путамиця-м.Ялта	24,8	24	21,7	0,79	1,98	0,39	2,5	0,84	2,97	3,5
25	Авунда-сmt Гурзуф	23	26	31,4	0,88	1,23	0,02	1,4	0,9	1,52	1,7
26	Улу-Узень-м.Алушта	64,8	32	25,7	0,77	1,1	-0,08	1,4	0,78	1,27	1,6
27	Демерджі-м.Алушта	53	54	10,4	1,3	4,2	0,01	3,2	1,42	6,72	4,7
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	12,2	18	8,4	0,89	2,24	-0,16	2,5	1	3,97	4,0
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	32,5	59	38	0,89	2,04	0,25	2,3	0,9	2,46	2,7
30	Ускут-с.Привітне	42,3	38	12,3	1,67	4,14	-0,1	2,5	1,76	7,51	4,3
31	Арпат-с.Зеленогір'я	5,1	17	9,2	0,67	0,09	-0,12	0,1	0,69	0,21	0,3
32	Шелен-с.Громівка	16,2	22	6,7	1,04	1,07	0,12	1,0	1,08	1,32	1,2
33	Ворон-с.Ворон	10,3	39	11,6	1,61	3,83	0,11	2,4	1,69	6,58	3,9
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	12,8	32	10,1	1,31	2,46	0,08	1,9	1,37	3,67	2,7
35	б.Скеляста-с.Міжріччя	0,32	17	21,9	0,84	0,15	0,08	0,2	0,87	0,25	0,3
36	Таракташ-м.Судак	156	58	2,9	1,95	2,93	0,01	1,5	2,05	3,97	1,9
37	Отуз-сmt Щебетовка	58	30	3,9	1,21	2,11	0,05	1,7	1,26	3,02	2,4
38	струм.Кизилтаський-сmt Щебетовка	35	29	4,9	1,28	2,58	0,37	2,0	1,34	4,07	3,0
39	Су-Індол-с.Тополівка	71	82	12,8	0,95	2,26	0,25	2,4	0,96	2,65	2,8

Продовження табл. Б.6

№ з/п	Річка - пост	Площа водозбору, км ²	n, років	$\bar{Y}$, мм	Метод моментів				Метод найбіл. правдоподіб.		
					C_v	C_s	$r(1)$	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
40	Салгир-с.Сорокине	90	21	35,4	0,55	0,72	-0,32	1,3	0,56	0,83	1,5
41	Салгир-с.Піонерське	261	56	16,7	0,78	1,14	0,06	1,5	0,78	1,24	1,6
42	Салгир-м.Сімферополь	321	35	23,2	0,73	1,08	-0,13	1,5	0,74	1,23	1,7
43	Салгир-с.Роздільне	564	19	11,1	0,91	1,18	-0,01	1,3	0,95	1,55	1,6
44	Салгир-с.Листвяне	3540	29	4,1	1,75	4,4	-0,07	2,5	2,23	9,37	4,2
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	16,8	27	42,3	0,49	0,66	-0,24	1,4	0,49	0,74	1,5
46	Ангара-с.Перевальне	38,3	60	27,8	0,86	1,91	0,16	2,2	0,86	2,27	2,6
47	Малий Салгир-м.Сімферополь	96	42	3,9	1,17	2,29	0,13	2	1,21	3,07	2,6
48	Зуя-с.Баланове	48	38	19,1	1	1,94	-0,16	1,9	1,03	2,53	2,5
49	Бурульча-с.Межигір'я	85	67	25,6	0,83	1,86	0,12	2,2	0,84	2,15	2,6
50	Біюк-Карасу-с.Карасівка	7,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	275	43	33,5	0,8	1,38	0,07	1,7	0,8	1,59	2,0
52	Біюк-Карасу-с.Зибіне	601	22	11,5	1,05	2,84	0,18	2,7	1,21	5,29	4,4
53	Тонас-м.Білогірськ	184	35	6,5	1,09	2,06	0,09	1,9	1,12	2,8	2,5
54	Кучук-Карасу-с.Богате	89	60	9,4	0,81	1,53	-0,02	1,9	0,82	1,73	2,1
	Середнє значення								0,95		2,5

Додаток В

Максимальні витрати води та шари стоку дощових паводків для гірських річок Українських Карпат та гірського Криму різної забезпеченості ($P=1, 3, 5, 10\%$)

Таблиця В.1 - Максимальні витрати води дощових паводків для гірських річок Українських Карпат при $C_s=3C_v$

№ з/п	Річка – пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
1	Тиса-м.Рахів	240	0,67	808	626	547	441
2	Тиса-с.Ділове	261	0,63	835	655	574	467
3	Тиса-сmt Вилोक	1352	0,61	4206	3327	2921	2394
4	Чорна Тиса-сmt Ясіня	57,1	0,63	183	143	126	102
5	Чорна Тиса-с.Білин	157	0,57	463	368	326	271
6	Біла Тиса-с.Луки	36,0	1,25	217	147	119	84
7	Біла Тиса-с.Розтоки	116	0,71	411	315	273	218
8	Косівська-с.Косівська Поляна	28,8	1,08	151	106	86,9	64
9	Шопурка-с.Кобилецька Поляна	58,5	0,53	163	132	118	98
10	Тересва-сmt Усть-Чорна	135	0,66	450	350	305	247
11	Тересва-сmt Дубове	174	0,46	424	360	325	278
12	Тересва-с.Нересниця	266	0,58	794	632	558	462
13	Мокрянкa-с.Руська Мокра	63,9	0,66	213	165	144	117
14	Брустурянка-с.Лопухів	108	0,73	394	300	259	206
15	Красна-с.Красна	17,0	0,59	51,6	40,9	36,1	29,8
16	Лужанка-с.Нересниця	51,6	0,72	185	141	123	97,6
17	Теребля-с.Колочава	150	0,53	417	337	301	252
18	Ріка-с.Верхній Бистрий	49,6	0,43	117	98,7	89,8	77,4

Продовження табл. В.1

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
19	Ріка-сmt Міжгір'я	215	0,51	581	473	424	357
20	Ріка-с.Нижній Бистрий	204	0,47	487	427	386	329
21	Ріка-м.Хуст	337	0,58	1009	803	708	587
22	Голятинка-с.Голятин	38,5	0,60	118	93,5	82,3	68
23	Голятинка-с.Майдан	43,3	0,59	131	104	91,9	75,8
24	Рипинка-с.Рипинне	92,1	0,61	286	227	199	163
25	Пилипець-с.Пилипець	30,4	0,66	101	78,6	68,6	55,5
26	Студений-с.Нижній Студений	16,0	0,77	61,0	45,8	39,4	31,0
27	Боржава-с.Довге	114	0,74	419	318	274	218
28	Боржава-с.Шаланки	140	0,66	466	363	317	256
29	Іршава-сmt Іршава	43,1	1,12	233	163	133	96,5
30	Латориця-с.Підполоззя	129	0,58	385	306	270	224
31	Латориця-г.Свалява	154	0,75	574	434	374	295
32	Латориця-м.Мукачеве	328	0,84	1358	1001	850	659
33	Латориця-м.Чоп	143	0,82	578	428	365	284
34	Жденівка-с.Верхня Грабівниця	46,6	0,53	130	105	93,6	78,3
35	Віча-с.Неліпине	71,9	0,72	258	197	171	136
36	Піня-сmt Поляна	49,4	0,82	200	148	126	98,2
37	Стара-с.Зняцеве	15,9	0,77	60,8	45,7	39,3	30,9
38	Уж-с.Жорнава	94,0	0,53	261	212	189	158
39	Уж-сmt Великий Березний	153	0,48	383	324	292	248

Продовження табл. В.1

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
40	Уж-с.Зарічеве	291	0,63	930	729	639	520
41	Уж-м.Ужгород	360	0,62	1138	893	785	641
42	Лютянка(Люта)-с.Чорноголова	35,4	0,38	77,6	65,9	60,6	53,1
43	Тур'я-с.Тур'я Поляна	20,3	0,51	54,8	44,7	40,0	33,7
44	Тур'я-с.Сімер	132	0,82	533	395	337	262
45	Сірет-с.Лопушна	72,7	0,70	254	195	170	136
46	Сірет-м.Сторожинець	183	0,99	880	628	522	391
47	Міхидра-с.Липовани	37,6	1,09	199	139	114	83,5
48	Малий Сірет-с.Верхні Петрівці	96,6	1,40	651	429	340	234
49	Прут – смт Ворохта	32,0	0,49	81,1	68,6	61,8	52,5
50	Прут-с.Кремінці (с.Татарів)	125	0,72	449	343	298	237
51	Прут-м.Яремча	320	0,86	1354	996	842	647
52	Прут-м.Чернівці	1336	0,77	5102	3834	3299	2591
53	Кам'янка-с.Дора	15,0	1,03	75	53,3	44,0	32,6
54	Чорнява – с. Любківці	14	1,79	123	76,0	57,9	37,0
55	Черемош-с.Устеріки	404	0,61	1256	993	872	715
56	Білий Черемош-с.Яблуниця	171	0,78	663	497	425	334
57	Чорний Черемош-смт Верховина	168	0,91	748	543	456	347
58	Ільця-с.Ільці	44,2	0,98	211	151	126	94,2
59	Путила-смт Путила	70,0	0,94	321	232	194	147
60	Дністер-с.Стрілки	109	1,07	563	396	326	240
61	Дністер-м.Самбір	230	0,92	1034	749	630	478
62	Стрвяж-м.Хирів	74	0,65	243	189	166	135
63	Стрвяж-с.Луки	70	0,85	295	217	184	142

Продовження табл. В.1

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
64	Бистриця-с.Озими́на	92	1,12	497	347	283	205
65	Тисьмениця-м.Дрогобич	96,2	0,98	460	329	273	205
66	Стрий-с.Матків	37,4	0,69	129	99,4	86,7	69,5
67	Стрий-с.Заваді́вка	247	0,62	781	613	538	440
68	Стрий-м.Турка	173	0,56	502	402	355	297
69	Стрий-с.Ясени́ця	281	0,63	900	706	619	504
70	Стрий-с.Новий Кропивник	305	1,18	1740	1199	974	699
71	Стрий-с-мт Верхнє Синьовидне	607	0,75	2265	1712	1475	1166
72	Яблунька-м.Турка	57,9	0,95	268	193	161	122
73	Рибник-с.Майдан	92,1	0,73	335	255	220	175
74	Рибник-с.Рибник	83,5	0,93	380	275	230	174
75	Опір-м.Сколе	262	0,88	1134	829	698	535
76	Славська-с-мт Славське	25,0	0,74	92,0	69,8	60,3	47,8
77	Рожанка-с.Ружанка	36,1	0,65	119	92,5	81,0	65,8
78	Головчанка-с.Тухля	43,3	0,90	191	139	117	89,2
79	Орава-х.Святослав	68,4	1,18	390	269	218	157
80	Свіча-х.Мислівка	91,8	1,05	468	330	273	201
81	Свіча-с.Зарі́чне	456	1,05	2324	1641	1354	998
82	Лужанка-м.Го́шів	87,5	1,16	491	339	276	199
83	Сукі́ль-с.Тисі́в	89,2	1,04	451	319	263	195
84	Болохівка-с.Томаші́вці	72,9	0,80	289	215	184	144
85	Лімниця-с.Осмо́лода	71	0,51	191	156	139	117
86	Лімниця-с.Пере́возець	463	0,77	1770	1330	1145	899
87	Чечва-с.Спас	143	0,77	548	412	354	278

Продовження табл. В.1

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
88	Дуба-с.Дуба	19,8	0,73	72,0	54,8	47,3	37,6
89	Луква-с.Боднарів	84,2	0,91	375	273	229	174
90	Бистриця-с.Ямниця	576	1,03	2883	2043	1686	1249
91	Бистриця Надвірнянська-с.Пасічна	195	0,62	616	483	425	347
92	Ворона-м.Тисмениця	76	0,80	300	223	191	149
93	Бистриця Солотвинська-с.Гута	83,0	0,97	393	281	235	176

Таблиця В.2 - Максимальні витрати води дощових паводків для річок гірського Криму при $C_s=3C_v$ (теплий період)

№ з/п	Річка – пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
1	Альма – Кримдержзаповідник	8,37	0,91	37,3	27,1	22,8	17,3
2	Альма-вище вдсх.Партизанське	27,4	1,42	187	123	97,4	66,7
3	Альма - с.Карагач	25,9	0,67	87,3	67,1	59,1	47,7
4	Альма-с.Красноармійське	22,7	1,12	123	79,9	66,1	47,2
5	Кача- с.Загірське	18,4	0,87	78,6	57,6	48,7	37,3
6	Кача- с.Баштанівка	37,9	1,03	190	134	111	82,2
7	Кача-с.Комсомольське	26,8	2,63	255	153	114	70,1
8	Стіля-с.Лісникове	1,69	1,44	11,7	7,66	6,05	4,12
9	Бельбек- с.Щасливе	7,68	0,57	22,6	18,1	16	13,3
10	Бельбек- смт.Куйбишеве	48,8	1,06	251	177	145	107
11	Бельбек- с.Фруктове	39,4	1,54	292	188	147	98,2
12	Манаготра-с.Щасливе	3,41	0,98	16,3	11,7	9,69	7,26
13	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	2,71	0,53	7,55	6,11	5,46	4,56
14	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	2,19	1,25	13,2	8,96	7,23	5,11
15	притока р.Кучук-Узеньбаш	1,2	0,39	2,66	2,25	2,07	1,81
16	Кокозка-с.Аромат	20,4	0,88	88	64,3	54,2	41,5
17	Чорна-с.Родниківське	22,3	1,00	108	77,3	64,1	47,9
18	Чорна-біля гори Кизил-Кая	24,4	1,28	150	101	81,4	57,3
19	Чорна- с.Чорноріченське	22,1	1,12	120	83,5	68	49,5
20	Байдарка-с.Орлине	1,23	2,03	11,7	7,03	5,25	3,23

Продовження табл. В.2

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
21	Учан-Су-смет Чехове	4,72	1,00	23,0	16,4	13,6	10,1
22	Учан-Су-м.Ялта	8,84	1,47	62,5	40,7	32,0	21,7
23	Дерекойка- м.Ялта	7,10	0,89	31,0	22,6	19,0	14,6
24	Путамиця-м.Ялта	5,46	0,82	22,1	16,4	14,0	10,9
25	Авунда-смет.Гурзуф	1,03	2,42	9,82	5,87	4,39	2,70
26	Улу-Узень-м.Алушта	6,92	1,18	39,4	27,2	22,1	15,8
27	Демерджі-м.Алушта	9,15	1,57	69,0	44,1	34,4	22,9
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	2,01	1,28	12,4	8,35	6,71	4,72
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	6,88	1,81	59,6	36,7	27,9	17,7
30	Ускут-с.Привітне	6,4	1,11	34,4	24,1	19,6	14,3
31	Арпат-с.Зеленогір'я	1,56	0,95	7,24	5,21	4,35	3,29
32	Шелен-с.Громівка	1,47	1,71	12,0	7,53	5,78	3,75
33	Ворон-с.Ворон	5,38	2,83	51,3	30,7	22,9	14,1
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	3,53	1,64	27,7	17,5	13,6	8,9
35	б.Скеляста-с.Міжріччя	0,19	0,83	0,78	0,58	0,49	0,38
36	Таракташ-м.Судак	8,35	1,34	53,9	35,9	28,6	19,9
37	Отуз-смет.Щебетовка	5,41	1,6	41,5	26,5	20,6	13,6
38	струм.Кизилтаський-смет.Щебетовка	5,93	3,26	56,5	33,8	25,3	15,5
39	Су-Індол-с.Тополівка	8,05	1,72	66,3	41,4	31,7	20,5
40	Салгир-с.Сорокине	9,01	0,91	40,2	29,2	24,5	18,7
41	Салгир-с.Піонерське	19,6	1,36	129	85,2	68,0	47,1
42	Салгир-г.Сімферополь	21,1	1,09	111	77,9	63,8	46,8

Продовження табл. В.2

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
43	Салгир-с.Роздільне	8,67	0,75	32,3	24,4	21,1	16,6
44	Салгир-с.Листвяне	8,48	0,76	32,0	24,2	20,8	16,4
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	4,89	1,13	26,7	18,6	15,2	11,0
46	Ангара-с.Перевальне	9,52	1,33	60,9	40,6	32,5	22,7
47	Малий Салгир-г.Сімферополь	5,54	1,47	39,2	25,5	20,1	13,6
48	Зуя-с.Баланове	1,77	1,48	12,6	8,18	6,43	4,35
49	Бурульча-с.Межигір'я	8,48	1,21	49,5	33,9	27,5	19,6
50	Біюк-Карасу-с.Карасівка	11,0	0,54	31,1	25,0	22,4	18,6
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	12,0	0,78	46,6	34,9	29,9	23,5
52	Біюк-Карасу-с.Зибіне	10,4	0,79	40,7	30,4	26	20,4
53	Тонас-м.Білогірськ	13,5	1,92	124	75,1	56,5	35,3
54	Кучук-Карасу-с.Богате	10,7	1,91	97,8	59,3	44,6	27,9

Таблиця В.3 - Максимальні витрати води дощових паводків для річок гірського Криму при $C_s=2,5C_v$ (холодний період)

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
1	Альма-Кримдержзаповідник	7,69	0,83	30,7	23,4	20	15,7
2	Альма-више вдсх.Партизанське	25,4	1,38	168	115	92	64
3	Альма - с.Карагач	25,1	0,78	94,9	72,9	63	49,9
4	Альма-с.Красноармійське	23,6	0,85	96,6	73	62,5	48,7
5	Кача- с.Загірське	10,5	0,6	31,5	25,4	22,6	18,7
6	Кача- с.Баштанівка	26,1	0,91	114	85	72,3	55,6
7	Кача-с.Комсомольське	19,7	0,96	90,5	66,8	56,4	42,9
8	Стіля-с.Лісникове	1	1,2	5,74	4,05	3,32	2,39
9	Бельбек- с.Щасливе	7,1	0,91	31	23,1	19,7	15,1
10	Бельбек- смт Куйбишеве	37,2	0,86	154	116	99,3	77,2
11	Бельбек- с.Фруктове	34,6	0,84	140	106	91	71,1
12	Манаготра-с.Щасливе	1,33	1,14	5,97	5,16	4,26	3,11
12	Арпат-с.Зеленогір'я	0,26	0,79	0,99	0,76	0,66	0,52
13	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	2,41	0,82	9,54	7,26	6,24	4,9
14	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	1,7	0,53	4,61	3,79	3,42	2,88
15	притока р.Кучук-Узеньбаш	1,22	0,34	2,7	2,32	2,12	1,87
16	Кокозка-с.Аромат	21,5	0,74	77,4	60,2	52,2	41,8
17	Чорна-с.Родниківське	30,5	0,6	91,5	73,8	65,6	54,3
18	Чорна-біля гори Кизил-Кая	44,5	0,86	184	139	119	92,4
19	Чорна- с.Чорноріченське	37,7	0,8	146	112	96,1	75,8
20	Байдарка-с.Орлине	1,43	1,08	7,38	5,31	4,42	3,28

Продовження табл. В.3

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
21	Учан-Су-смет Чехове	7,05	0,9	30,5	22,8	19,4	14,9
22	Учан-Су-м.Ялта	10,6	0,76	39,1	30,2	26,2	20,8
23	Дерекойка- м.Ялта	5,47	0,71	19	14,9	13	10,5
24	Путамиця-м.Ялта	3,04	0,82	12	9,16	7,87	6,18
25	Авунда-смет Гурзуф	1,86	1,06	9,43	6,81	5,68	4,23
26	Улу-Узень-м.Алушта	5,98	0,72	21	16,4	14,3	11,5
27	Демерджі-м.Алушта	3,07	1,08	15,9	11,4	9,49	7,04
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	1,43	0,94	6,44	4,77	4,04	3,09
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	3,58	0,85	14,7	11,1	9,49	7,39
30	Ускут-с.Привітне	2,8	1,23	16,5	11,5	9,41	6,75
32	Шелен-с.Громівка	0,54	1,19	3,07	2,17	1,78	1,29
33	Ворон-с.Ворон	0,82	2,37	7,14	4,54	3,49	2,24
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	1,17	1,96	10,2	6,48	4,98	3,19
35	б.Скеляста-с.Міжріччя	0,08	0,65	0,26	0,2	0,18	0,15
36	Таракташ-м.Судак	2,82	1,8	24,6	15,6	12	7,7
37	Отуз-смет Щебетовка	1,11	1,32	7,03	4,84	3,91	2,75
38	струм.Кизилтаський-смет Щебетовка	0,93	1,48	6,6	4,43	3,51	2,4
39	Су-Індол-с.Тополівка	4,76	1,1	25,3	18,1	15	11
40	Салгир-с.Сорокине	11,7	0,61	35,6	28,6	25,4	21
41	Салгир-с.Піонерське	13,7	0,72	48,1	37,6	32,7	26,3
42	Салгир-м.Сімферополь	19	0,91	83	61,9	52,6	40,5
43	Салгир-с.Роздільне	8,55	0,9	36,9	27,6	23,5	18,1

Продовження табл. В.3

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Q}_m$, м³/с	C_v	$Q_{1\%}$, м³/с	$Q_{3\%}$, м³/с	$Q_{5\%}$, м³/с	$Q_{10\%}$, м³/с
44	Салгир-с.Листвяне	8,18	0,71	28,4	22,2	19,4	15,6
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	3,41	0,64	10,8	8,62	7,6	6,23
46	Ангара-с.Перевальне	6,01	0,87	25,1	18,9	16,2	12,5
47	Малий Салгир-м.Сімферополь	1,05	0,78	3,97	3,05	2,64	2,09
48	Зуя-с.Баланове	1,38	1,14	7,52	5,35	4,42	3,23
49	Бурульча-с.Межигір'я	7,05	0,69	23,8	18,8	16,4	13,3
50	Біюк-Карасу-с.Карасівка	12,1	0,45	29	24,5	22,3	19,3
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	12,4	0,52	33,1	27,3	24,7	20,9
52	Біюк-Карасу-с.Зибіне	10,3	0,52	27,5	22,7	20,5	17,3
53	Тонас-м.Білогірськ	5,56	1,13	30	21,4	17,7	13
54	Кучук-Карасу-с.Богате	4,35	1,14	23,7	16,9	13,9	10,2

Таблиця В.4 - Максимальні шари стоку дощових паводків для гірських річок Українських Карпат при $C_s=3C_v$

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
1	Тиса-м.Рахів	53	0,99	254	181	151	113
2	Тиса-с.Ділове	60	0,65	197	153	134	109
3	Тиса-сmt Вилок	52	0,61	163	129	113	93
4	Чорна Тиса-сmt Ясіня	50	0,63	159	124	109	89
5	Чорна Тиса-с.Білин	55	0,64	180	139	122	99
6	Біла Тиса-с.Луки	51	0,79	201	150	128	101
7	Біла Тиса-с.Розтоки	67	0,87	288	211	179	137
8	Косівська-с.Косівська Поляна	68	0,98	324	232	193	144
9	Шопурка-с.Кобилецька Поляна	65	0,75	243	184	158	125
10	Тересва-сmt Усть-Чорна	59	0,74	216	164	142	112
11	Тересва-сmt Дубове	66	0,59	200	158	140	115
12	Тересва-с.Нересниця	59	0,59	180	142	126	104
13	Мокрянка-с.Руська Мокра	77	0,70	269	207	180	144
14	Брустурянка-с.Лопухів	75	0,60	230	182	160	132
15	Красна-с.Красна	65	0,73	237	180	156	124
16	Лужанка-с.Нересниця	57	0,60	175	139	122	101
17	Теребля-с.Колочава	76	0,52	207	168	151	126
18	Ріка-с.Верхній Бистрий	50	0,56	146	117	104	87
19	Ріка-сmt Міжгір'я	54	0,61	169	134	118	96
20	Ріка-с.Нижній Бистрий	47	0,57	139	111	98	82

Продовження табл. В.4

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
21	Ріка-м.Хуст	61	0,48	154	130	117	100
22	Голятинка-с.Голятин	43	0,55	123	99	88	73
23	Голятинка-с.Майдан	45	0,78	169	130	111	87
24	Рипинка-с.Рипинне	50	0,66	167	130	113	92
25	Пилипець-с.Пилипець	53	0,75	198	149	129	102
26	Студений-с.Нижній Студений	47	0,82	191	142	121	94
27	Боржава-с.Довге	51	0,79	201	150	129	101
28	Боржава-с.Шаланки	42	0,65	138	108	94	77
29	Іршава-смт Іршава	40	0,71	142	109	95	75
30	Латориця-с.Підполоззя	52	0,59	157	125	110	91
31	Латориця-г.Свалява	43	0,86	181	133	113	87
32	Латориця-м.Мукачеве	39	0,69	136	105	91	73
33	Латориця-м.Чоп	35	0,74	128	97	84	66
34	Жденівка-с.Верхня Грабівниця	53	0,48	132	112	101	86
35	Віча-с.Неліпине	52	0,71	184	141	122	98
36	Піня-смт Поляна	37	0,87	158	116	98	75
37	Стара-с.Зняцеве	21	0,95	100	72	60	45
38	Уж-с.Жорнава	40	0,52	109	88	79	66
39	Уж-смт Великий Березний	34	0,58	103	82	72	60
40	Уж-с.Зарічеве	34	0,58	101	81	71	59
41	Уж-м.Ужгород	32	0,53	89	72	64	54
42	Лютянка(Люта)-с.Чорноголова	39	0,53	108	87	78	65

Продовження табл. В.4

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
43	Тур'я-с.Тур'я Поляна	53	0,61	163	129	113	93
44	Тур'я-с.Сімер	43	0,69	150	115	101	81
45	Сірет-с.Лопушна	59	0,53	163	132	118	98
46	Сірет-м.Сторожинець	46	0,79	181	136	116	91
47	Міхидра-с.Липовани	41	0,83	166	123	104	81
48	Малий Сірет-с.Верхні Петрівці	30	1,03	150	106	88	65
49	Прут – смт Ворохта	101	0,67	341	264	230	186
50	Прут-с.Кремінці (с.Татарів)	54	0,56	156	125	110	92
51	Прут-м.Яремча	68	0,67	230	178	156	126
52	Прут-м.Чернівці	40	0,72	145	111	96	76
53	Кам'янка-с.Дора	61	1,02	301	214	177	132
54	Чорнява – с. Любківці	17	1,12	93	65	53	38
55	Черемош-с.Устеріки	55	0,72	198	151	131	104
56	Білий Черемош-с.Яблуниця	57	0,88	248	181	153	117
57	Чорний Черемош-смт Верховина	52	0,80	206	153	131	102
58	Ільця-с.Ільці	61	0,73	223	170	147	117
59	Путила-смт Путила	48	0,58	145	115	102	84
60	Дністер-с.Стрілки	34	0,65	112	87	76	62
61	Дністер-м.Самбір	41	0,78	158	118	101	80
62	Стрвяж-м.Хирів	36	0,60	109	86	76	63
63	Стрвяж-с.Луки	28	0,80	110	82	70	55
64	Бистриця-с.Озими	45	0,84	186	137	116	90

Продовження табл. В.4

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
65	Тисьмениця-м.Дрогобич	49	0,87	210	153	130	100
66	Стрий-с.Матків	57	0,63	182	143	125	102
67	Стрий-с.Завадівка	53	0,68	181	141	122	98
68	Стрий-м.Турка	41	0,48	104	88	79	67
69	Стрий-с.Ясениця	52	0,58	156	124	109	91
70	Стрий-с.Новий Кропивник	46	0,82	185	137	117	91
71	Стрий-сmt Верхнє Синьовидне	44	0,63	141	111	97	79
72	Яблунька-м.Турка	46	0,86	195	144	121	93
73	Рибник-с.Майдан	74	0,93	335	242	202	154
74	Рибник-с.Рибник	61	0,76	230	174	149	118
75	Опір-м.Сколе	54	0,76	206	155	133	105
76	Славська-сmt Славське	42	0,53	116	94	84	70
77	Рожанка-с.Ружанка	49	0,68	168	130	113	91
78	Головчанка-с.Тухля	52	0,78	202	151	129	102
79	Орава-х.Святослав	45	0,82	181	134	114	89
80	Свіча-х.Мислівка	76	0,70	267	205	178	142
81	Свіча-с.Зарічне	63	0,77	240	180	155	122
82	Лужанка-м.Гошів	72	1,48	512	332	261	177
83	Сукіль-с.Тисів	74	0,69	256	197	171	137
84	Болохівка-с.Томашівці	35	0,76	132	100	86	67
85	Лімниця-с.Осмолода	76	0,50	204	164	148	125
86	Лімниця-с.Перевозець	59	0,62	185	146	128	104

Продовження табл. В.4

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
87	Чечва-с.Спас	78	0,61	242	191	168	138
88	Дуба-с.Дуба	56	0,77	214	161	138	109
89	Луква-с.Боднарів	51	0,74	186	141	122	97
90	Бистриця-с.Ямниця	40	0,82	164	121	103	80
91	Бистриця Надвірнянська-с.Пасічна	68	0,90	298	217	182	139
92	Ворона-м.Тисмениця	24	0,73	88	67	58	46
93	Бистриця Солотвинська-с.Гута	98	0,65	323	264	220	179

Таблиця В.5 - Максимальні шари стоку дощових паводків для річок гірського Криму при $C_s=2,5C_v$ (за теплий період)

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
1	Альма – Кримдержзаповідник	47	0,62	145	116	103	85
2	Альма-више вдсх.Партизанське	24	0,96	110	81	69	52
3	Альма - с.Карагач	13	0,61	40	32	28	23
4	Альма-с.Красноармійське	6	0,93	27	20	17	13
5	Кача- с.Загірське	26	1,44	181	122	97	67
6	Кача- с.Баштанівка	15	1,25	87	61	50	35
7	Кача-с.Комсомольське	8	0,98	37	28	23	18
8	Стіля-с.Лісникове	18	1,59	141	93	73	49
9	Бельбек- с.Щасливе	41	1,15	226	161	132	97
10	Бельбек- смт.Куйбишеве	20	1,11	106	76	63	46
11	Бельбек- с.Фруктове	14	0,95	64	47	40	30
12	Манаготра-с.Щасливе	28	1,11	149	106	88	65
13	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	105	0,86	435	328	280	218
14	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	52	0,7	178	140	122	99
15	притока р. Кучук-Узеньбаш	299	0,86	1238	933	798	622
16	Кокозка-с.Аромат	40	0,92	176	131	112	86
17	Чорна-с.Родниківське	115	0,87	482	362	309	240
18	Чорна-біля гори Кизил-Кая	94	1,13	510	363	300	220
19	Чорна- с.Чорноріченське	18	1,02	90	66	55	41
20	Байдарка-с.Орлине	18	0,96	82	60	51	39
21	Учан-Су-смт Чехове	40	1,27	243	169	137	98

Продовження табл. В.5

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
22	Учан-Су-м.Ялта	36	1,09	188	135	112	83
23	Дерекойка- м.Ялта	32	1,24	190	133	108	77
24	Путамиця-м.Ялта	19	1,15	107	76	63	46
25	Авунда-с-мт Гурзуф	7	2,5	67	41	31	19
26	Улу-Узень-м.Алушта	21	1,17	120	85	70	51
27	Демерджі-м.Алушта	9	1,84	82	52	40	25
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	9	1,76	74	47	37	24
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	41	0,85	167	126	108	84
30	Ускут-с.Привітне	7	1,03	32	23	19	16
31	Арпат-с.Зеленогір'я	10	1,06	48	35	29	22
32	Шелен-с.Громівка	10	1,75	85	54	42	27
33	Ворон-с.Ворон	17	2,06	166	102	77	47
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	7	1,47	53	35	28	19
35	б.Скеляста-с.Міжріччя	14	1,44	97	65	52	36
36	Таракташ-м.Судак	2	1,53	18	12	9	6
37	Отуз-с-мт Щебетовка	5	1,47	33	22	18	12
38	струм.Кизилтаський-с-мт.Щебетівка	8	2,78	73	45	34	21
39	Су-Індол-с. Тополівка	9	1,32	59	41	33	23
40	Салгир-с.Сорокине	19	0,8	74	56	48	38
41	Салгир-с.Піонерське	12	1,17	67	48	39	28
42	Салгир-г.Сімферополь	13	0,89	57	43	36	28
43	Салгир-с.Роздільне	4	0,85	16	12	11	8

Продовження табл. В.5

№ з/п	Річка- пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
44	Салгир-с.Листв'яне	2	1,02	10	7	6	4
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	39	0,97	183	135	114	86
46	Ангара-с.Перевальне	26	1,11	138	99	82	60
47	Малий Салгир-г.Сімферополь	4	1,18	23	16	13	9
48	Зуя-с.Баланове	13	1,39	87	59	47	33
49	Бурульча-с.Межигір'я	21	0,97	97	72	61	46
50	Біюк-Карасу-с.Карасівка	-	-	-	-	-	-
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	20	1,2	115	81	66	48
52	Біюк-Карасу-с. Зибіне	8	1,82	70	45	34	22
53	Тонас-м.Білогірськ	5	1,12	27	19	16	12
54	Кучук-Карасу-с.Богате	10	1,37	66	45	36	25

Таблиця В.6 - Максимальні шари стоку дощових паводків для річок гірського Криму при $C_s=2,5C_v$ (за холодний період)

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
1	Альма-Кримдержзаповідник	54	0,84	218	165	101	87
2	Альма-више вдсх.Партизанське	25	0,93	112	83	47	40
3	Альма - с.Карагач	28	0,71	95	75	51	44
4	Альма-с.Красноармійське	11	0,78	43	33	21	18
5	Кача- с.Загірське	28	0,55	78	64	52	45
6	Кача-с.Баштанівка	19	0,94	84	62	35	30
7	Кача-с.Комсомольське	13	0,87	54	41	24	21
8	Стіля-с.Лісникове	36	1,15	197	140	67	58
9	Бельбек-с.Щасливе	59	0,83	237	180	110	95
10	Бельбек-с.мт Куйбишеве	32	0,7	110	87	60	52
11	Бельбек- с.Фруктове	18	0,74	66	51	34	29
12	Манаготра-с.Щасливе	24	0,78	90	69	45	38
13	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	120	0,8	463	354	223	193
14	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	68	0,79	262	201	128	110
15	притока р.Кучук-Узеньбаш	217	0,58	632	513	404	348
16	Кокозка-с.Аромат	64	0,54	177	145	120	103
17	Чорна-с.Родниківське	180	0,51	474	392	336	290
18	Чорна-біля гори Кизил-Кая	62	0,78	235	181	116	100
19	Чорна- с.Чорноріченське	31	0,9	135	101	58	50
20	Байдарка-с.Орлине	32	1,02	157	114	60	52
21	Учан-Су-с.мт.Чехове	75	0,67	247	196	140	121

Продовження табл. В.6

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
22	Учан-Су-м.Ялта	73	0,57	210	171	136	117
23	Дерекойка- м.Ялта	36	0,91	158	118	68	58
24	Путамиця-м.Ялта	22	0,84	88	67	40	35
25	Авунда-с-мт Гурзуф	31	0,9	136	96	59	51
26	Улу-Узень-м.Алушта	26	0,78	97	79	48	41
27	Демерджі-м.Алушта	10	1,42	71	32	19	17
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	8	1	40	26	16	14
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	38	0,9	164	117	71	61
30	Ускут-с.Привітне	12	1,76	105	38	23	20
31	Арпат-с.Зеленогір'я	9	0,69	31	28	17	15
32	Шелен-с.Громівка	7	1,08	34	20	12	11
33	Ворон-с.Ворон	12	1,69	94	36	22	19
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	10	1,37	66	31	19	16
36	Таракташ-м.Судак	3	2,05	29	9	5	5
37	Отуз-с-мт Щебетовка	4	1,26	23	12	7	6
38	струм.Кизилтаський-с-мт Щебетівка	5	1,34	31	15	9	8
38	б.Скеляста-с.Міжріччя	22	0,87	92	67	41	35
39	Су-Індол-с.Тополівка	13	0,96	59	39	24	21
40	Салгир-с.Сорокине	35	0,56	100	108	66	57
41	Салгир-с.Піонерське	17	0,78	63	51	31	27
42	Салгир-м.Сімферополь	23	0,74	84	71	43	37
43	Салгир-с.Роздільне	11	0,95	50	34	21	18

Продовження табл. В.6

№ з/п	Річка - пост	$\bar{Y}$, мм	C_v	$Y_{1\%}$, мм	$Y_{3\%}$, мм	$Y_{5\%}$, мм	$Y_{10\%}$, мм
44	Салгир-с.Листв'яне	4	2,23	40	13	8	7
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	42	0,49	108	130	79	68
46	Ангара-с.Перевальне	28	0,86	115	87	74	58
47	Малий Салгир-м.Сімферополь	4	1,21	23	12	7	6
48	Зуя-с.Баланове	19	1,03	94	59	36	31
49	Бурульча-с.Межигір'я	26	0,84	104	78	48	41
50	Біюк-Карасу-с.Карасівка	-	-	-	-	-	-
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	34	0,8	130	103	63	54
52	Біюк-Карасу-с.Зибіне	12	1,21	67	35	21	19
53	Тонас-м.Білогірськ	7	1,12	35	20	12	10
54	Кучук-Карасу-с.Богате	9	0,82	37	29	18	15

Додаток Г

Перевірні розрахунки запропонованих методик для гірських річок України

Таблиця Г.1 – Перевірні розрахунки запропонованої методики для річок Українських Карпат

№ з/п	Річка – пост	F , км ²	$(q_{1\%})_{\text{стат}}$, (м ³ /с·км ²)	$(Y_{1\%})_{\text{роз}}$, мм	t_p , год	T_0 , год	$q'_{1\%}$, м ³ /(с·км ²)	$\psi(t_p/T_0)$	$(\varepsilon_F)_{\text{роз}}$	$(q_{1\%})_{\text{роз}}$, (м ³ /с·км ²)	$\Delta q_{1\%}$, %
1	Тиса-м.Рахів	1070	0,76	257	5,82	102	6,58	0,403	0,35	0,92	21,5
2	Тиса-с.Ділове	1190	0,70	240	7,82	88	7,15	0,370	0,34	0,90	28,4
4	Чорна Тиса-с-мт Ясіня	194	1,44	250	2,65	77	8,47	0,438	0,45	1,66	15,5
5	Чорна Тиса-с.Білин	540	0,86	234	5,21	83	7,34	0,396	0,38	1,12	30,4
6	Біла Тиса-с.Луки	189	1,15	292	1,94	101	7,58	0,476	0,45	1,62	41,3
7	Біла Тиса-с.Розтоки	473	0,87	264	3,05	124	5,54	0,460	0,39	1,00	15,0
8	Косівська-с.Косівська Поляна	122	1,24	275	3,63	131	5,48	0,452	0,48	1,19	3,6
9	Шопурка-с.Кобилецька Поляна	240	0,68	259	3,23	146	4,65	0,467	0,43	0,94	39,1
10	Тересва-с-мт Усть-Чорна	572	1,40	273	3,34	97	7,33	0,438	0,38	1,22	12,7
11	Тересва-с-мт Дубове	757	0,86	257	6,09	113	5,93	0,407	0,36	0,88	2,4
12	Тересва-с.Нересниця	1100	0,72	244	7,79	88	7,25	0,370	0,34	0,93	28,2
13	Мокрянк-с.Руська Мокра	214	0,99	276	3,49	110	6,56	0,443	0,44	1,28	29,2
14	Брустурянк-с.Лопухів	257	1,53	273	2,99	94	7,58	0,443	0,43	1,44	5,9
15	Красна-с.Красна	50,7	1,02	249	1,6	132	4,93	0,504	0,60	1,49	46,6
16	Лужанк-с.Нересниця	149	1,24	216	4,61	78	7,25	0,400	0,47	1,35	8,8
17	Теребля-с.Колочава	369	1,13	250	4,11	72	9,10	0,402	0,41	1,49	31,9
18	Ріка-с.Верхній Бистрий	165	1,06	208	1,48	95	5,72	0,489	0,46	1,28	21,2
19	Ріка-с-мт Міжгір'я	550	0,71	181	3,08	69	6,83	0,420	0,38	1,10	54,8
20	Ріка-с.Нижній Бистрий	781	0,62	183	7,32	72	6,64	0,360	0,36	0,87	39,3
21	Ріка-м.Хуст	1130	0,89	173	11,01	55	8,20	0,306	0,34	0,86	3,6
22	Голятинк-с.Голятин	59	2,00	178	1,66	52	8,93	0,443	0,58	2,29	14,6
23	Голятинк-с.Майдан	86	1,53	179	2,18	62	7,54	0,437	0,52	1,71	12,1

Продовження табл. Г.1

№ з/п	Річка – пост	F , км ²	$(q_{1\%})_{\text{стат}}$, (м ³ /с·км ²)	$(Y_{1\%})_{\text{роз}}$, мм	t_p , год	T_0 , год	$q'_{1\%}$, м ³ /с·км ²	$\psi(t_p/T_0)$	$(\varepsilon_F)_{\text{роз}}$	$(q_{1\%})_{\text{роз}}$, (м ³ /с·км ²)	$\Delta q_{1\%}$, %
24	Рипинка-с.Рипинне	203	1,41	169	4,26	55	8,05	0,380	0,45	1,36	3,3
25	Пилипець-с.Пилипець	44,2	2,29	177	0,76	62	7,50	0,503	0,62	2,34	2,3
26	Студений-с.Нижній Студений	25,4	2,40	169	1,11	52	8,52	0,469	0,78	3,12	29,8
27	Боржава-с.Довге	408	1,03	175	4,26	77	5,90	0,405	0,40	0,96	6,7
28	Боржава-с.Шаланки	1100	0,42	149	8,82	82	4,72	0,356	0,34	0,58	36,6
29	Іршава-с.мт Іршава	230	1,02	154	3,99	66	6,13	0,398	0,44	1,07	5,2
30	Латориця-с.Підполоззя	324	1,19	176	2,89	60	7,66	0,415	0,42	1,32	11,1
31	Латориця-г.Свалява	680	0,84	180	6,7	73	6,44	0,367	0,37	0,88	4,0
32	Латориця-м.Мукачеве	1360	1,00	165	11,33	47	9,17	0,290	0,33	0,89	11,2
33	Латориця-м.Чоп	2870	0,20	125	21,22	100	3,28	0,300	0,30	0,29	45,8
34	Жденівка-с.Верхня Грабівниця	150	0,86	191	3,21	78	6,35	0,426	0,47	1,26	46,1
35	Віча-с.Неліпине	241	1,07	193	4,3	80	6,31	0,407	0,43	1,11	4,1
36	Піня-с.мт Поляна	166	1,20	167	2,48	77	5,66	0,442	0,46	1,15	4,5
37	Стара-с.Зняцеве	224	0,27	124	4,53	125	2,59	0,434	0,44	0,49	-
38	Уж-с.Жорнава	286	0,91	114	3,44	51	5,86	0,390	0,42	0,97	5,7
39	Уж-с.мт Великий Березний	653	0,59	109	6,15	55	5,14	0,353	0,37	0,68	15,6
40	Уж-с.Зарічеве	1280	0,73	103	8,19	43	6,32	0,309	0,34	0,66	9,4
41	Уж-м. Ужгород	1970	0,58	101	12,3	44	6,04	0,276	0,32	0,53	8,8
42	Лютянка(Люта)-с.Чорноголова	169	0,46	116	4,07	101	3,01	0,427	0,46	0,59	28,3
43	Тур'я-с.Тур'я Поляна	98,6	1,01	188	1,71	146	3,36	0,506	0,50	0,85	16,3
44	Тур'я-с.Сімер	464	1,15	160	4,73	66	6,34	0,386	0,39	0,96	16,1
45	Сірет-с.Лопушна	152	2,30	234	2,01	47	13,08	0,423	0,47	2,57	11,9
46	Сірет-м.Сторожинець	672	1,31	145	10,73	41	9,11	0,284	0,37	0,96	26,7
48	Малий Сірет-с.Верхні Петрівці	488	1,33	134	5,79	41	8,57	0,334	0,39	1,12	16,4

Продовження табл. Г.1

№ з/п	Річка – пост	F , км ²	$(q_{1\%})_{\text{стат}}$, (м ³ /с·км ²)	$(Y_{1\%})_{\text{роз}}$, мм	t_p , год	T_0 , год	$q'_{1\%}$, м ³ /(с·км ²)	$\psi(t_p/T_0)$	$(\varepsilon_F)_{\text{роз}}$	$(q_{1\%})_{\text{роз}}$, (м ³ /с·км ²)	$\Delta q_{1\%}$, %
50	Прут-с.Кремінці (с.Татарів)	366	1,23	266	4,29	51	13,72	0,374	0,41	2,09	70,2
51	Прут-м.Яремча	597	2,27	267	6,39	48	14,52	0,339	0,38	1,86	17,9
52	Прут-м.Чернівці	6890	0,74	113	21,69	39	7,56	0,215	0,26	0,43	42,6
53	Кам'янка-с.Дора	18,1	4,15	226	0,88	63	9,33	0,496	0,80	3,70	10,9
55	Черемош-с.Устеріки	1500	0,84	228	9,18	60	9,96	0,327	0,33	1,07	28,0
56	Білий Черемош-с.Яблуниця	552	1,20	253	6,11	54	12,25	0,352	0,38	1,65	37,2
57	Чорний Черемош-с.мт Верховина	657	1,14	255	7,49	64	10,37	0,349	0,37	1,35	18,7
58	Ільця-с.Ільці	86,1	2,46	229	1,43	60	10,03	0,462	0,52	2,41	1,9
59	Путила-с.мт Путила	181	1,77	203	2,8	48	11,18	0,400	0,45	2,03	14,4
60	Дністер-с.Стрілки	384	1,47	109	5,22	42	6,80	0,344	0,40	0,95	35,5
61	Дністер-м.Самбір	850	1,22	104	11,15	41	6,63	0,280	0,36	0,67	45,3
62	Стрв'яз-м.Хирів	353	0,69	98	4,37	62	4,14	0,387	0,41	0,66	4,7
63	Стрв'яз-с.Луки	910	0,32	89	17,24	77	3,04	0,296	0,35	0,32	1,5
64	Бистриця-с.Озими́на	206	2,41	147	6,1	40	9,54	0,329	0,44	1,39	42,3
65	Тисьмениця-м.Дрогобич	250	1,84	132	3,46	53	6,58	0,392	0,43	1,11	39,4
66	Стрий-с.Матків	106	1,22	196	4,98	71	7,21	0,388	0,49	1,37	12,6
67	Стрий-с.Заваді́вка	740	1,05	178	11,88	53	8,81	0,296	0,37	0,95	9,5
68	Стрий-м.Турка	897	0,88	177	12,43	47	9,89	0,282	0,36	0,99	12,6
70	Стрий-с.Новий Кропивник	1140	1,53	174	20,24	33	13,69	0,206	0,34	0,97	36,5
71	Стрий-с.мт Верхнє Синьовиднє	2400	0,94	180	23,06	33	14,18	0,194	0,31	0,84	10,8
72	Яблунька-м.Турка	136	1,97	159	3,92	45	9,16	0,372	0,47	1,61	18,3
74	Рибник-с.Рибник	159	2,39	213	2,57	48	11,66	0,407	0,46	2,19	8,2
75	Опір-м.Сколе	733	1,55	188	5,79	57	8,70	0,359	0,37	1,15	25,9
76	Славська-с.мт Славське	76,3	1,90	195	2,37	57	8,86	0,425	0,54	2,04	7,1

Продовження табл. Г.1

№ з/п	Річка – пост	F , км ²	$(q_{1\%})_{\text{стат}}$, (м ³ /с·км ²)	$(Y_{1\%})_{\text{роз}}$, мм	t_p , год	T_0 , год	$q'_{1\%}$, м ³ /с·км ²)	$\psi(t_p/T_0)$	$(\varepsilon_F)_{\text{роз}}$	$(q_{1\%})_{\text{роз}}$, (м ³ /с·км ²)	$\Delta q_{1\%}$, %
77	Рожанка-с.Ружанка	88,6	1,34	198	2,84	69	7,47	0,426	0,51	1,62	20,8
78	Головчанка-с.Тухля	130	1,47	182	4,06	68	7,04	0,399	0,48	1,34	8,8
79	Орава-х.Святослав	204	1,91	204	2,97	48	11,18	0,396	0,45	1,97	3,3
80	Свіча-х.Мислівка	201	2,33	273	2,46	60	11,83	0,426	0,45	2,25	3,4
81	Свіча-с.Зарічне	1280	1,82	209	9,09	44	12,50	0,302	0,34	1,27	29,8
82	Лужанка-м.Гошів	146	3,36	194	3,48	66	7,66	0,408	0,47	1,46	-
83	Сукіль-с.Тисів	138	3,27	226	3,73	44	13,31	0,374	0,47	2,35	27,9
84	Болохівка-с.Томашівці	268	1,08	147	9,3	47	8,20	0,306	0,43	1,07	0,3
85	Лімниця-с.Осмолода	203	1,48	293	3,24	90	8,51	0,435	0,45	1,65	11,4
86	Лімниця-с.Перевозець	1490	1,19	207	11,51	64	8,45	0,315	0,33	0,88	26,3
87	Чечва-с.Спас	269	2,04	228	2,97	57	10,53	0,409	0,43	1,84	9,8
88	Дуба-с.Дуба	35,1	2,05	187	1,31	73	6,69	0,480	0,66	2,12	3,4
89	Луква-с.Боднарів	185	2,03	173	8	40	11,38	0,305	0,45	1,57	22,7
90	Бистриця-с.Ямниця	2450	1,18	177	0,53	56	8,33	0,518	0,31	1,32	12,0
91	Бистриця Надвірнянська-с.Пасічна	482	1,28	245	3,86	84	7,59	0,418	0,39	1,24	2,8
92	Ворона-м.Тисмениця	657	0,46	81	11	56	3,80	0,307	0,37	0,44	4,6
93	Бистриця Солотвинська-с.Гута	112	3,51	286	1,8	62	11,99	0,449	0,49	2,63	25,1
	Середнє										±19,3

Таблиця Г.2 – Перевірні розрахунки запропонованої методики для річок Гірського Криму

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	q'_m , м ³ /(с км ²)	$q'_{1\%}$ фактичне м ³ /(с км ²)	$q'_{1\%}$ розрахункове, м ³ /(с км ²)	$\Delta q_{1\%}$, %
1	Альма–Кримдержзаповідник	39,7	7,5	0,94	1,05	11,7
2	Альма-вище вдсх.Партизанське	184	15	1,02	0,94	7,8
3	Альма – с.Карагач	249	5	0,35	0,27	22,9
4	Альма-с.Красноармійське	607	5	0,20	0,17	15,0
5	Кача- с.Загірське	110	7,5	0,71	0,62	12,7
6	Кача- с.Баштанівка	321	8	0,59	0,37	37,3
7	Кача-с.Комсомольське	525	10	0,49	0,36	26,5
8	Стіля-с.Лісникове	8,8	6	1,33	1,79	34,6
9	Бельбек-с.Щасливе	44	5	0,51	0,66	29,4
10	Бельбек- смт Куйбишеве	270	10	0,93	0,51	45,2
11	Бельбек- с.Фруктове	493	10	0,59	0,37	37,3
12	Манатотра-с.Щасливе	5,06	8	3,22	3,08	4,3
13	Біюк-Узеньбаш-с.Щасливе	6,55	5	1,15	1,71	48,7
14	Кучук-Узеньбаш-с.Многоріччя	10	5	1,32	1,40	6,1
16	Кокозка-с.Аромат	83,6	10	1,05	0,95	9,5
17	Чорна-с.Родниківське	47,6	20	2,28	2,55	11,8
18	Чорна- біля гори Кизил-Кая	197	9	0,76	0,55	27,6
19	Чорна- с.Чорноріченське	342	7	0,35	0,32	8,6
20	Байдарка-с.Орлине	4,5	10	2,61	4,05	55,2
21	Учан-Су-сmt Чехове	16,8	7,5	1,37	1,63	19,0
22	Учан-Су-м.Ялта	28,9	10	2,16	1,65	23,6
23	Дерекойка-м.Ялта	49,7	5	0,62	0,62	0,0
24	Путамиця-м.Ялта	24,8	7	0,89	1,25	40,4
25	Авунда-сmt Гурзуф	23	2,5	0,43	0,46	7,0

Продовження табл. Г.2

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	q'_m , м ³ /(с км ²)	$q'_{1\%}$ фактичне м ³ /(с км ²)	$q'_{1\%}$ розрахункове, м ³ /(с км ²)	$\Delta q_{1\%}$, %
26	Улу-Узень-м.Алушта	64,8	7	0,61	0,76	24,6
27	Демерджі-м.Алушта	53	10	1,30	1,21	6,9
28	Куру-Узень-с.Сонячногірське	12,2	5	1,02	1,27	24,5
29	Улу-Узень- с.Сонячногірське	32,5	10	1,83	1,55	15,3
30	Уснут-с.Привітне	42,3	5	0,81	0,68	16,0
31	Арпат-с.Зеленогір'я	5,1	5	1,42	1,92	35,2
32	Шелен-с.Громівка	16,2	5	0,74	1,11	50,0
33	Ворон-с.Ворон	10,3	20	4,98	5,53	11,0
34	Ай-Серез-с.Міжріччя	12,8	10	2,17	2,49	14,7
36	Таракташ-м.Судак	156	5	0,35	0,34	2,9
37	Отуз-с-т Щебетівка	58	5	0,72	0,58	19,4
38	струм.Кизилтаський-с-т Щебетівка	35	10	1,61	1,50	6,8
39	Су-Індол-с.Тополівка	71	10	0,93	1,04	11,8
40	Салгир-с.Сорокіне	90	5	0,45	0,46	2,2
41	Салгир-с.Піонерське	261	6	0,49	0,31	36,7
42	Салгир-м.Сімферополь	321	5	0,35	0,23	34,3
43	Салгир-с.Роздільне	564	1,5	0,06	0,05	16,7
44	Салгир-с.Листв'яне	3540	0,5	0,01	0,01	0,0
45	Кизил-Коба-с.Червонопечерне	16,8	10	1,59	2,17	36,5
46	Ангара-с.Перевальне	38,3	10	1,59	1,43	10,1
47	Малий Салгирм -м.Сімферополь	96	4	0,41	0,35	14,6
48	Зуя-с.Баланове	48	2,5	0,26	0,32	23,1
49	Бурульча-с.Межигір'я	85	6	0,58	0,57	1,7
51	Біюк-Карасу-м.Білогірськ	275	3	0,17	0,15	11,8

Продовження табл. Г.2

№ з/п	Річка-пост	F , км ²	q'_m , м ³ /(с км ²)	$q'_{1\%}$ фактичне м ³ /(с км ²)	$q'_{1\%}$ розрахункове, м ³ /(с км ²)	$\Delta q_{1\%}$, %
52	Біюк-Карасу-с.Зибини	601	1,8	0,07	0,06	14,3
54	Кучук-Карасу-с.Богате	89	10	1,10	0,92	16,4
	Середнє					±20,3

Додаток Д

Результати розчленовування гідрографів стоку за джерелами живлення для річок Закарпатської воднобалансової станції для маловодних років

Таблиця Д.1 - Перший район

№ з/П	Річка-пост	F, км ²	H _{ср.} , м	f _л , %	Y _{заг.} , мм				Ȳ, мм	Y _{весн.} водопілля, мм	
					1961	1962	1963	1973		1961	1962
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Ріка – смт. Міжгір'я	550	802	41	-	196	94	202	164	-	42
2	Ріка – с. Верхній Бистрий	165	920	60,4	-	278	140	238	219	-	86
3	Лопушна – с.Лопушне (верхн.)	13,2	925	93,3	-	372	181	346	300	-	65
4	Лопушна – с.Лопушне (нижн.)	37,3	897	78	-	278	126	229	211	-	80
5	Голятинка – смт. Майдан	86	780	39	-	181	100	224	168	-	58
6	Голятинка – с. Голятин	59	778	35	110	215	89	233	162	12	15
7	Студьоний – с. Нижній Студений	25	798	18	-	243	92	82	139	-	44
8	Струмок Бранище – с. Лопушне	10	916	72	-	236	125	134	165	-	25
9	Струмок Зюбровець – с. Лопушне	3,2	871	91	-	285	143	186	205	-	98
10	Струмок Середній Звір – с. Лопушне	2,0	984	95	203	386	174	266	257	20	102
11	Струмок Нижній Звір – с. Лопушне	2,6	997	96	-	344	-	234	289	-	160
12	Студьоний – с.Верхній Студений	8,0	809	20	-	222	108	197	176	-	37

Продовження табл. Д.1

№ з/п	Y _{веш.} водопілля, мм		$\bar{Y}$, мм	Y підземне, мм				$\bar{Y}$, мм	Y глибинне, мм				$\bar{Y}$, мм	Y поверхнєве, мм				$\bar{Y}$, мм
	1963	1973		1961	1962	1963	1973		1961	1962	1963	1973		1961	1962	1963	1973	
1	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
1	52	41	45	-	122	87	95	101	-	80	35	54	56	-	74	7	107	63
2	64	42	64	-	155	125	103	128	-	69	61	61	64	-	123	15	135	69
3	77	56	66	-	185	153	178	172	-	120	76	122	106	-	187	28	168	128
4	51	30	54	-	168	115	102	128	-	88	64	72	75	-	110	11	127	83
5	40	6	35	-	96	71	60	76	-	38	31	54	41	-	85	29	164	93
6	39	4	18	43	79	57	59	59	31	64	18	55	42	67	136	32	174	102
7	54	2	33	-	102	85	25	71	-	58	31	23	37	-	141	7	57	68
8	27	1	18	-	105	91	62	86	-	80	64	61	68	-	131	34	72	79
9	64	27	63	-	174	113	70	119	-	76	49	43	56	-	111	30	116	86
10	84	66	68	112	215	148	140	154	92	113	64	74	86	91	171	26	126	104
11	-	60	110	-	237	-	156	197	-	77	-	96	87	-	107	-	78	93
12	46	12	32	-	99	92	43	78	-	62	46	31	46	-	123	16	154	98

Таблиця Д.2 - Другий район

№ з/п	Річка-пост	F,к м ²	H _{ср.} , м	f _л ,%	Y _{заг.} , мм				Ȳ, мм	Y _{весн.} водопілля, мм	
					1961	1962	1963	1973		1961	1962
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
13	Репінка – с.Ізки	103	799	18	-	266	180	234	227	-	60
14	Репінка – с. Репіно	203	799	21	-	236	87	224	182	-	98
15	Пилипець – с.Подобовець	8,0	747	12	-	141	235	193	190	-	4
16	Пилипець – с. Пилипець	44,2	854	19	-	324	548	497	456	-	77
17	Струмок Плошанка – с. Пилипець (В)	12,2	1050	28	327	681	349	511	467	49	263
18	Струмок Плошанка – с. Пилипець (Н)	19,9	988	29	315	614	429	447	451	41	277
19	Струмок Пилипецький – с.Пилипець	5,7	1000	37	-	525	96	497	373	-	280
20	Струмок Ростока – с. Ростока	13,6	770	12,5	-	238	130	300	223	-	11

Продовження табл. Д.2

№ з/п	Y _{весн.} водопілля, мм		Ȳ, мм	Y підземне, мм				Ȳ, мм	Y глибинне, мм				Ȳ, мм	Y поверхнєве, мм				Ȳ, мм
	1963	1973		1961	1962	1963	1973		1961	1962	1963	1973		1961	1962	1963	1973	
1	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
13	80	43	61	-	183	141	119	148	-	123	61	76	87	-	83	39	115	79
14	18	13	43	-	159	40	105	101	-	61	22	92	58	-	77	47	119	81
15	50	5	20	-	48	142	51	80	-	44	92	46	61	-	93	93	142	109
16	245	229	184	-	172	349	390	304	-	95	104	161	120	-	152	199	107	153
17	214	41	142	233	431	259	411	334	184	168	45	370	192	94	250	90	100	134
18	141	122	145	225	461	264	306	314	184	184	123	184	169	90	153	165	141	137
19	40	229	183	-	433	71	390	298	-	153	31	161	115	-	92	25	107	75
20	70	54	45	-	70	116	69	85	-	59	46	15	40	-	168	14	231	138

Додаток Ж
Статистичні характеристики річок Закарпаття в період межені

Таблиця Ж.1 – Літня межінь

№ з/п	Річка-пункт	n , роки	$\bar{Q}_{\min}$, м³/с	C_v	C_s	r(1)	C_s / C_v	$\sigma \bar{Q}_{\min}$, %
1	Чорна Тиса - смт Ясіня	54	1,59	0,51	2,67	0,28	5,3	6,91
2	Голятинка - с.Голятин	25	0,17	0,56	0,84	0,17	1,5	11,2
3	Голятинка - с.Майдан	50	0,36	0,55	1,07	0,35	2	7,74
4	Рипинка- с.Рипинне	48	0,93	0,41	1,14	0,13	2,8	5,87
5	Пилицець - с.Пилицець	54	0,35	0,49	1,48	0,37	3	6,64
6	Студений - с.Нижній Студений	52	0,07	0,38	0,17	0,20	0,5	5,23
7	Латориця – с.Підполоззя	63	1,89	0,61	1,82	0,19	3	7,74
8	Латориця - м.Чоп	53	6,64	0,32	1,05	0,08	3,2	4,45
9	Стара -с.Зняцеве	58	0,23	0,65	1,14	0,66	1,7	8,59
10	Уж -с.Жорнава	58	1,24	0,42	0,39	0,13	0,9	5,46

Таблиця Ж.2 – Зимова межінь

№ з/п	Річка-пункт	n , роки	$\bar{Q}_{\min}$, м³/с	C_v	C_s	r(1)	C_s / C_v	$\sigma \bar{Q}_{\min}$, %
1	Чорна Тиса – смт Ясіня	53	0,76	0,67	2,18	0,38	3,3	9,19
2	Голятинка - с.Голятин	25	0,15	1,06	3,59	-0,19	3,4	21,1
3	Голятинка - с.Майдан	49	0,27	0,50	0,43	0,05	0,8	7,19
4	Рипинка- с.Рипинне	47	0,66	0,34	0,04	0,14	0,1	4,90
5	Пилицець - с.Пилицець	53	0,23	0,45	-0,07	0,34	-0,1	6,18
6	Студений - с.Нижній Студений	51	0,07	0,71	3,03	-0,12	4,2	10,0
7	Латориця - с. Підполоззя	63	1,54	0,56	0,78	0,25	1,4	7,08
8	Латориця - м.Чоп	52	9,32	0,46	1,05	0,11	2,3	6,34
9	Стара -с.Зняцеве	57	0,44	0,61	1,18	0,34	1,9	8,04
10	Уж -с.Жорнава	57	1,09	0,57	0,54	0,36	0,9	7,56

Додаток К

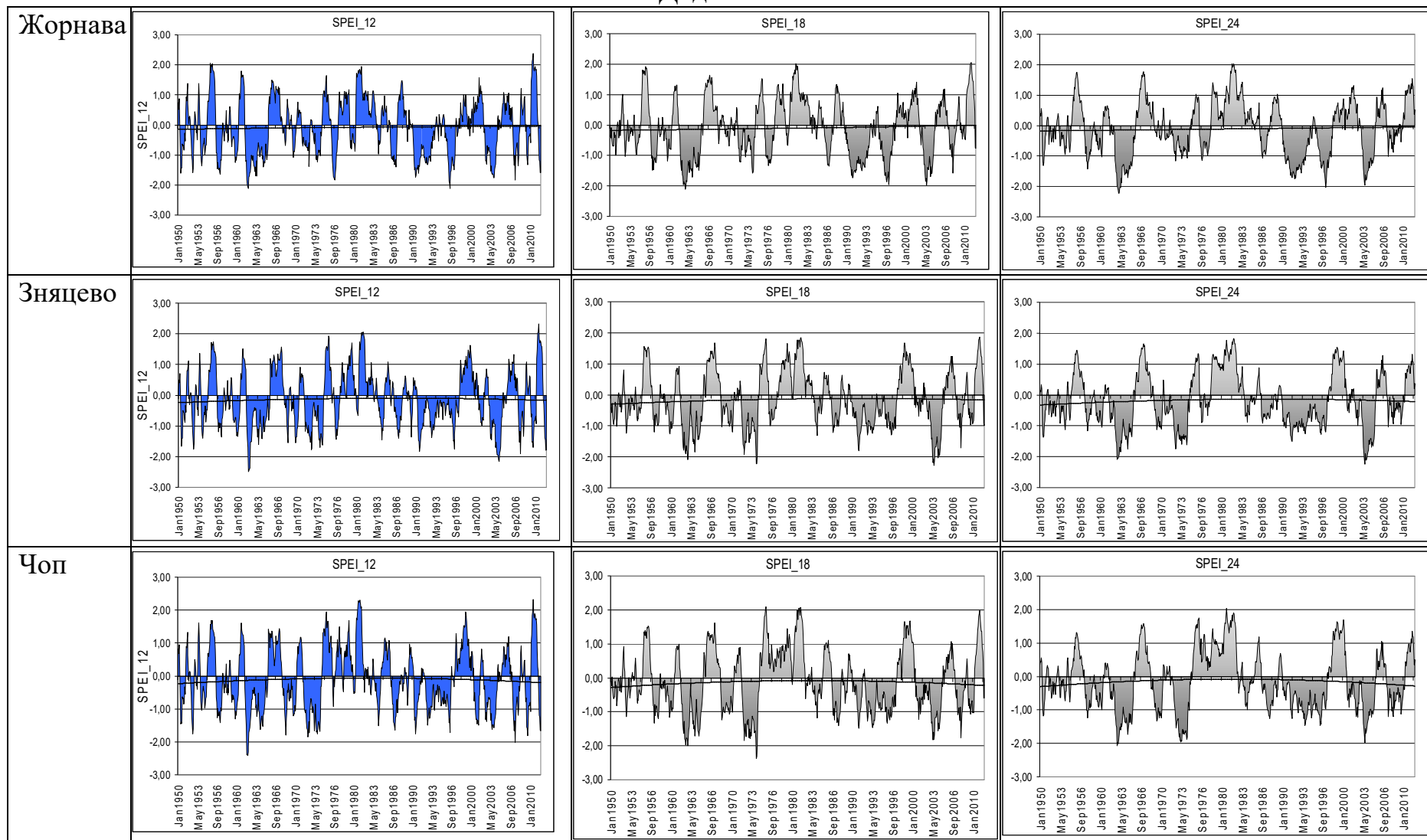


Рис. К.1 - Хронологічний хід індексів посушливості SPEI для гідрометеорологічних станцій Закарпаття, аркуш 1

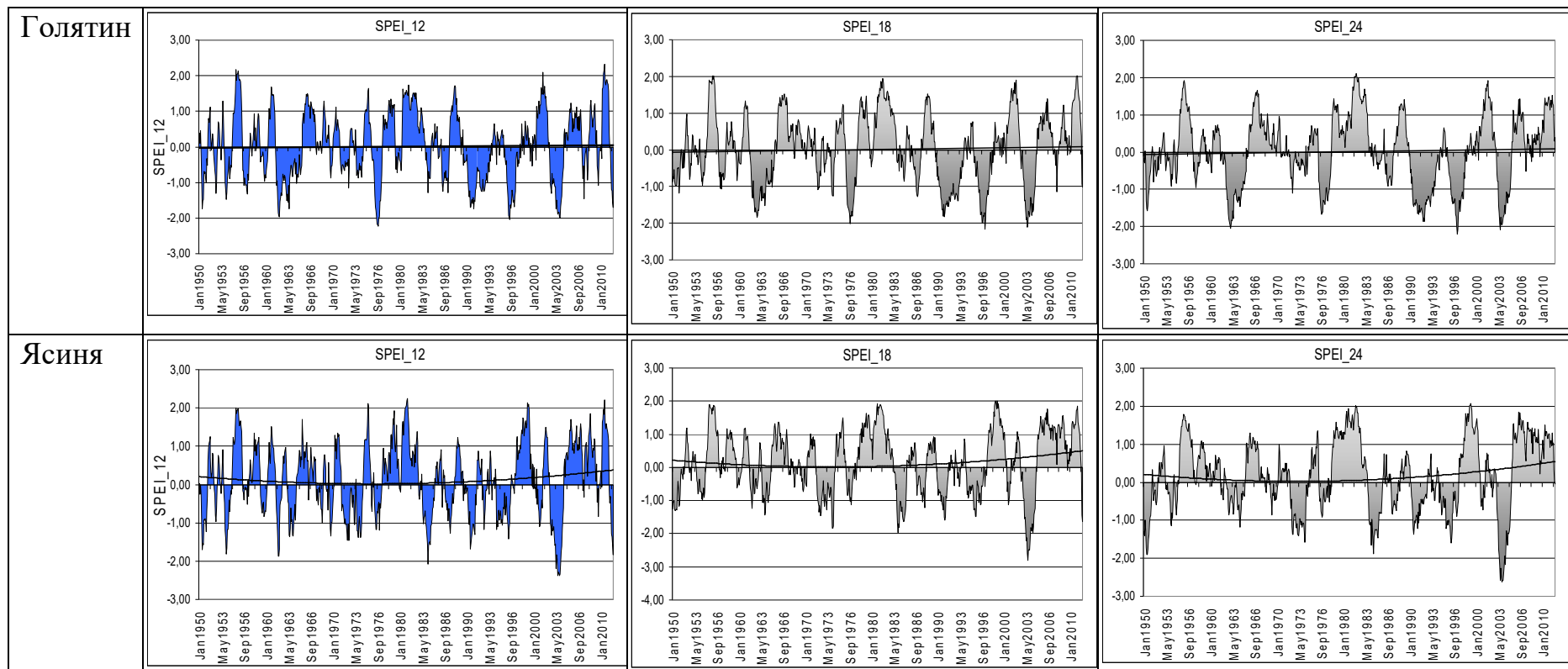


Рис. К.1 - Хронологічний хід індексів посушливості SPEI для гідрометеорологічних станцій Закарпаття, аркуш 2

Додаток Л
Визначення мінімального стоку річок Закарпаття за регресійними
залежностями

Таблиця Л.1 – Визначення мінімального стоку літньої межні за
рівнянням (8.2)

№ з/п	Річка-пункт	$t_{\text{середн}},$ $^{\circ}\text{C}$	$\lg(F+1)$	$f_{\text{л}},$ %	φ°	$q_{\text{лфакт}},$ $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q_{\text{лрозра}},$ $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$\Delta q,$ %
1	Чорна Тиса – с.мт Ясіня	3,60	2,29	75	48,3	8,02	8,00	0,22
2	Голятинка - с.Голятин	4,48	1,78	35	48,7	2,85	4,64	62,83
3	Голятинка - с.Майдан	4,53	1,94	40	48,7	4,15	4,88	17,64
4	Рипинка - с.Рипинне	4,58	2,31	22	48,7	4,58	4,82	5,22
5	Пилипець - с.Пилипець	4,38	1,66	29	48,7	7,97	4,50	43,53
6	Студений - с.Нижній Студений	4,48	1,42	18	48,7	2,57	3,74	45,74
7	Латориця – с.Підполоззя	4,89	2,51	50	48,2	5,83	5,97	2,42
8	Латориця - м.Чоп	7,68	3,46	41	48,6	2,31	2,27	2,04
9	Стара - с.Зняцеве	7,76	2,35	42	48,6	1,02	1,06	3,64
10	Уж – с.Жорнава	5,17	2,46	45	49,0	4,34	4,20	3,19
								$\pm 18,6\%$
Без поста Голятинка – с .Голятин								$\pm 13,7\%$

Таблиця Л.2 – Визначення мінімального стоку зимової межені за рівнянням (8.3)

№ з/п	Річка-пункт	$X_{(XI-III)}$, мм	$lg(F+1)$	f_L , %	φ°	$Q_{зфакт}$, л/(с·км ²)	$Q_{зрозн}$, л/(с·км ²)	Δq , %
1	Чорна Тиса - смт Ясіня	528	2,29	75	48,3	3,82	4,30	12,5
2	Голятинка - с.Голятин	469	1,78	35	48,7	2,53	3,29	30,4
3	Голятинка - с.Майдан	466	1,94	40	48,7	3,08	3,36	9,0
4	Рипинка - с.Рипинне	463	2,31	22	48,7	3,27	3,84	17,6
5	Пилипець - с.Пилипець	474	1,66	29	48,7	5,29	3,32	37,1
6	Студений - с.Нижній Студений	469	1,42	18	48,7	2,67	3,12	17,1
7	Латориця - с.Підполоззя	447	2,51	50	48,2	4,75	3,83	19,4
8	Латориця - м.Чоп	349	3,46	41	48,6	3,25	3,29	1,2
9	Стара - с.Зняцеве	347	2,35	42	48,6	1,97	2,34	18,6
10	Уж - с.Жорнава	433	2,46	45	49,0	3,81	3,15	17,3
								±18,0%
Без поста Голятинка – с.Голятин								±16,7%

Наукове видання

за редакцією ГОПЧЕНКА ЄВГЕНА ДМИТРОВИЧА

**ЕКСТРЕМАЛЬНІ ГІДРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА: ПАВОДКИ І
ПОСУХИ НА ТЕРИТОРІЇ ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ**

МОНОГРАФІЯ

Українською мовою

Надруковано з готового оригінал-макета

Технічний редактор *М.В. Гонцій*

Підписано до друку 11.05.2018. Формат 60х84/16.

Папір офсетний. Ум. др. арк. 18,83

Тираж 60 прим. Зам. №757

Видавництво та друкарня «ТЕС»

(Свідоцтво ДК№771) Одеса, вул.Канатна 81/2

Тел.:(0482)42-90-98, (0482)42-89-72

Надруковано з готових оригінал-макетів

Одеський державний екологічний університет
м.Одеса, 65016, вул.Львівська, 15
