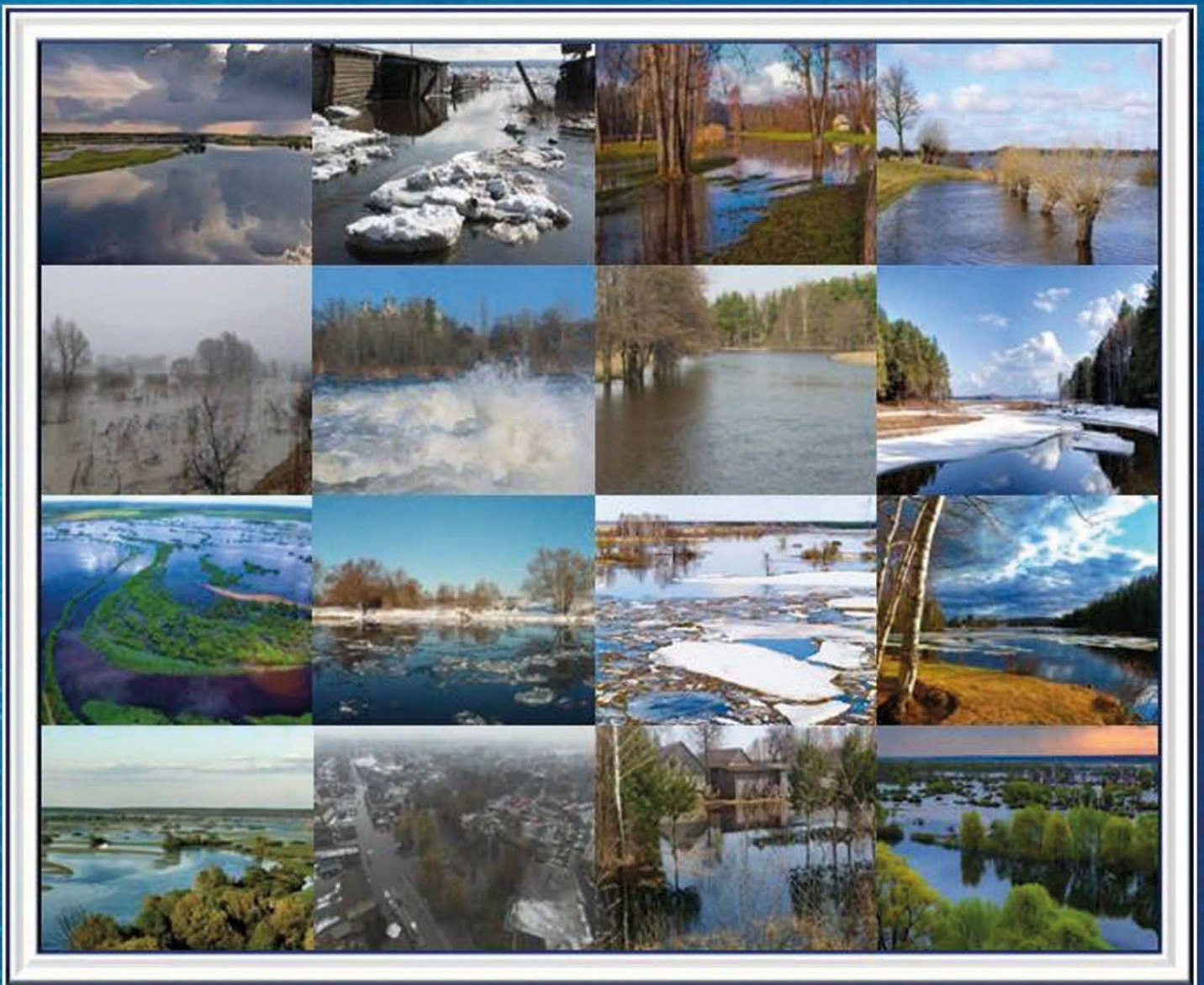


В.А. ОВЧАРУК

МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ

Монографія



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

В. А. ОВЧАРУК

**МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ВЕСНЯНОГО
ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ**

Монографія

Рекомендовано до друку рішенням
вченої ради Одеського державного
екологічного університету
Міністерства освіти і науки України
(протокол № 6 від 04.07.2019 р.)

ОДЕСА
Видавничий дім «Гальваніка»
2020

УДК 556.166
О 35

Рецензенти:

д.геогр.н., проф. Світличний О.О.; д.геогр.н., проф. Кіндюк Б.В.

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол № 6 від 04.07.2019)

Овчарук В.А.

О 35 Максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України: монографія / В.А. Овчарук. - Одеса: Видавничий дім «Гальваніка», 2020. - 300с.

ISBN 978-966-922-200-7

Весняне водопілля є найбільш багатоводною та потенційно небезпечною фазою водного режиму рівнинних річок України. В окремі роки весняні водопілля можуть набувати катастрофічного характеру, ймовірність настання таких явищ оцінюється на рівні 1-2 рази на 100 років. Монографія присвячено вирішенню важливої наукової проблеми щодо розробки, реалізації та верифікації єдиної розрахункової методики для визначення характеристик максимального стоку весняного водопілля невивчених у гідрологічному відношенні річок на території рівнинної України з урахуванням сучасних та майбутніх кліматичних змін.

Монографія розрахована на широке коло спеціалістів в області використання водних ресурсів, а також студентів і науковців вищих навчальних закладів.

Весеннее половодье является наиболее многоводной и потенциально опасной фазой водного режима равнинных рек Украины. В отдельные годы весенние половодья могут приобретать катастрофический характер, вероятность наступления таких явлений оценивается на уровне 1-2 раза в 100 лет. Монография посвящена решению важной научной проблемы по разработке, реализации и верификации единой расчетной методики для определения характеристик максимального стока весеннего половодья неизученных в гидрологическом отношении рек на территории равнинной Украины с учетом современных и будущих климатических изменений.

Монография рассчитана на широкий круг специалистов в области использования водных ресурсов, а также студентов и научных работников высших учебных заведений.

Spring floods are the most highwater and potentially dangerous phase of the water regime of the plain rivers of Ukraine. In some years, spring floods can become catastrophic, the probability of such phenomena is estimated at the level of 1-2 times per 100 years. The monograph is devoted to solving an important scientific problem in the development, implementation and verification of a united calculation methodology for determining the characteristics of maximum runoff of spring floods for ungauged rivers on the plain territory of Ukraine, taking into account current and future climate changes.

The monograph is intended for a wide circle of specialists in the field of water resources use, as well as students and researchers of higher education institutions.

УДК 556.166

ISBN 978-966-922-200-7

© Овчарук В.А., д-р геогр. наук, доц.
© Одеський державний екологічний університет, 2020

ЗМІСТ

	СТР
Вступ.....	5
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА РІЧКАХ РІВНИННОЇ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ.....	7
1.1. Катастрофічні повені на річках земної кулі та України: історичні відомості, сучасний стан і тенденції на майбутнє.....	7
1.2 Оцінка ймовірних ризиків від паводків в Україні.....	20
1.3 Фактори весняного водопілля.....	24
1.3.1 Метеорологічні та кліматичні фактори весняних водопіль на території рівнинної України.....	25
1.3.2 Фактори підстильної поверхні.....	42
2. МЕТОДИ НОРМУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ.....	55
2.1 Рекомендації ВМО щодо розрахунку талого стоку	56
2.2.Нормативні документи стосовно розрахунків характеристик максимального стоку рівнинних річок України.....	64
2.3 Регіональні методика для розрахунку максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України.....	73
2.4 Операторна модель формування максимального стоку річок в умовах змін клімату.....	85
3. ПРОСТОРОВО – ЧАСОВІ ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ.....	100
3.1 Вихідні матеріали багаторічних спостережень за характеристиками весняного водопілля.....	100
3.2 Науково-методична база для статистичної обробки часових рядів шарів стоку, максимальних снігозапасів і витрат води весняного водопілля.....	104
3.3 Аналіз однорідності та стаціонарності вихідних даних по максимальному стоку весняного водопілля.....	111
3.4 Дослідження циклічності часових рядів максимального стоку весняного водопілля та районування території рівнинної України за його розрахунковими характеристиками.....	122
3.4.1 Районування рівнинної території України за синхронністю коливань характеристик максимального стоку весняного водопілля.....	142
3.5 Статистичний аналіз часових стокових рядів весняного водопілля рівнинних річок України	149
3.5.1 Статистичний аналіз часових стокових рядів весняного водопілля рівнинних річок України по фізико-географічних зонах.....	150
3.5.2 Статистичний аналіз часових рядів весняного водопілля	

рівнинних річок України по басейнах крупних річок.....	154
3.6 Максимальні снігозапаси на початок весняного водопілля та їх просторове узагальнення.....	159
3.7 Сумарне надходження води на водозбір в період весняного водопілля.....	163
3.8 Коефіцієнт стоку весняного водопілля.....	165
4. ОБГРУНТУВАННЯ ПАРАМЕТРІВ ТА РЕАЛІЗАЦІЯ БАЗОВОЇ МЕТОДИКИ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК В ПЕРІОД ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА РІВНИННІЙ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ.....	171
4.1 Визначення характеристик схилового припливу та їх просторове узагальнення	171
4.1.1 Науково-методичні підходи щодо обґрунтування коефіцієнтів часової нерівномірності та тривалості схилового припливу.....	174
4.1.2 Результати просторового узагальнення тривалості схилового припливу під час весняного водопілля на річках рівнинної України.....	186
4.2 Трансформаційні функції максимального стоку.....	192
4.2.1 Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом часу руслового добігання.....	193
4.2.2 Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом русло-заплавного регулювання.....	204
4.3 Оцінка можливого впливу озер і водосховищ на максимальний стік весняного водопілля.....	208
4.4 Перевірні розрахунки за базовою операторною методикою.....	209
5. РЕАЛІЗАЦІЯ РОЗРАХУНКОВОЇ МЕТОДИКИ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В УМОВАХ ЗМІН КЛІМАТУ.....	214
5.1 Оцінка можливого впливу змін клімату на водність річок згідно з даними глобального кліматичного моделювання.....	214
5.2. Обґрунтування параметрів для врахування кліматичних змін в гідрологічних розрахунках.....	224
5.3 Розрахунки коефіцієнтів впливу змін клімату на стік весняного водопілля рівнинних річок України.....	229
5.4 Верифікація розрахункової методики з врахуванням змін клімату... ВИСНОВКИ.....	247 252
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	255
ДОДАТКИ.....	278

ВСТУП

Монографія присвячена вирішенню важливої наукової проблеми щодо розробки, реалізації та верифікації єдиної розрахункової методики для визначення характеристик максимального стоку весняного водопілля невивчених у гідрологічному відношенні річок на території рівнинної України з урахуванням сучасних і майбутніх кліматичних змін.

Весняне водопілля є найбільш багатоводною та потенційно небезпечною фазою водного режиму рівнинних річок України. В окремі роки весняні водопілля можуть набувати катастрофічного характеру, ймовірність настання таких явищ оцінюється на рівні 1-2 рази на 100 років. Опорною забезпеченістю при розробці методик для визначення максимальних витрат води невивчених у гідрологічному відношенні річок, зазвичай, береться 1%, а розрахунковими величинами є максимальні модулі або витрати води весняного водопілля ймовірністю перевищення $P=1\%$.

Аналітичний огляд нормативної бази в галузі розрахунків максимального стоку річок показав, що не зважаючи на великий досвід накопичений вченими в цьому питанні, проблема ще далека від свого вирішення внаслідок багатофакторності досліджуваного явища та регіональних особливостей формування максимального стоку річок.

Автором запропоновано новий модифікований варіант операторної моделі для визначення максимального стоку весняного водопілля, який дозволяє враховувати можливий вплив змін клімату на розрахункові величини максимальних модулів 1-відсоткової забезпеченості. Врахування змін клімату виконується шляхом введення окремого коефіцієнта, який базується на порівнянні основних параметрів методики, отриманих на сучасних вихідних даних (максимальних снігозапасах на початок водопілля, опадів за період водопілля та коефіцієнтів стоку), й аналогічних величин, визначених за даними кліматичного моделювання.

Для обґрунтування основних параметрів запропонованої методики використані дані 340 гідрологічних постів та 229 метеорологічних станцій. В ході просторово-часових узагальнень характеристик максимального стоку проаналізована циклічність коливань максимального стоку весняного водопілля і виконане районування рівнинної території України за їх синхронністю з використанням факторного, кластерного й гідролого-генетичного аналізу; оцінена однорідність вихідної інформації, виконана статистична обробка вихідних рядів максимальних снігозапасів, максимальних витрат та шарів стоку весняного водопілля. Для визначення опадів в період весняного водопілля обґрунтована регіональна розрахункова формула, максимальні снігозапаси і коефіцієнти їх варіації узагальнені у вигляді карти. Коефіцієнти стоку пропонується визначати через коефіцієнти стокоутворення, узагальнені у вигляді карти, та з

урахуванням коефіцієнтів впливу площ водозборів на втрати стоку весняного водопілля.

Характеристики схилового припливу, які є важливою складовою розрахункової схеми, представлені максимальним модулем схилового припливу, який в свою чергу визначається через коефіцієнт нерівномірності схилового припливу, тривалість припливу в руслову мережу та сумарну водоподачу на водозбір. Всі перелічені параметри обґрунтовані для досліджуваної території, зокрема для визначення впливу інтразональних факторів на тривалість схилового припливу здійснене їх районування в межах фізико-географічних зон й окремих річкових басейнів.

Трансформація максимальних модулів схилового припливу представлена через функції, що враховують руслове добігання, русло-заплавне регулювання та вплив проточних озер і водосховищ. Для визначення трансформаційної функції та коефіцієнтів русло-заплавного регулювання отримані рівняння експоненціального вигляду, з окремими параметрами по фізико-географічних зонах і для малих водозборів (з площею до 100 км²).

Для рівнинних річок України виконана реалізація модифікованого автором варіанта розрахункової методики для визначення характеристик весняного водопілля в умовах змін клімату. Реалізація запропонованого варіанта розрахунків з використанням різних моделей та сценаріїв показала, що результати суттєво різняться, але практично у всіх випадках на період до 2050р. прогнозується суттєве зниження стоку весняного водопілля (від 10-20% на півночі досліджуваної території і до 40-50% - на півдні).

Верифікація модифікованої методики з врахуванням змін клімату показала можливість її застосування для оцінки змін водності в період весняного водопілля на рівнинних річках України як в рамках базової методики, так й виконання розрахунків з використанням кліматичних даних, як варіант реалізації розрахункової схеми в умовах змін клімату.

Автор висловлює велику подяку за багаторічну плідну співпрацю та неперевершене наставництво д-ру геогр. наук, професору Гопченко Євгену Дмитровичу.

РОЗДІЛ 1

ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА РІЧКАХ РІВНИННОЇ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

1.1. Катастрофічні повені на річках земної кулі та України : історичні відомості, сучасний стан і тенденції на майбутнє

Катастрофічні повені на рівнинних річках Північної півкулі зумовлені різними чинниками, але визначальними серед них є бурхливе танення сезонного снігового покриву, зажори і затори льоду. Передгір'я і високогірні долини потерпають від повеней, пов'язаних з проривами внутрішньольодовикових і завальних озер. У приморських районах при сильних вітрах нерідкі повені нагонів, а при підводних землетрусах і виверженнях вулканів повені, що спричиняються хвилями, - цунамі.

В областях зі сніговим покривом, тобто приблизно на 1/3 суші, найбільш розвинені *водопілля і паводки*. Особливо характерні вони для Євразії і Північної Америки.

Водопілля утворюється за рахунок головного джерела живлення (на рівнинних річках – сніготанення, на високогірних – танення снігу і льодовиків, в мусонних і тропічних зонах – за рахунок випадіння весняно-літніх опадів т.ін.) й для річок однієї кліматичної зони щорічно повторюється в один і той же сезон з різною інтенсивністю й тривалістю. Танення снігу на водозборах рівнинних річок збумовлює виникнення весняного водопілля, танення високогірних снігів й льодовиків, також випадіння дощів – водопілля весняно-літнього й літнього типів[1-2]. На характер формування і проходження водопілля значний вплив мають різке і тривале підвищення температури навесні при значних запасах води в снігу. Водопілля набувають катастрофічного характеру, якщо інфільтраційні властивості ґрунтів значно зменшилися (за рахунок перенасиченості їх вологою завдяки рясним осіннім дощам і глибокому промерзанню в суворі зими). До значного посилення водопілля можуть призвести весняні дощі, коли пік водопілля співпадає з піком паводка.

При аналізі сучасного стану і тенденцій повторюваності катастрофічних паводків та водопіль представляють інтерес усі можливі дані про закономірності формування цих природних явищ, в тому числі історичні. Свого часу Є. П. Борисенков і В.М. Пасецький в монографії «Экстремальные природные явления в русских летописях XI-XVII вв.» [3] на основі дослідження літописних джерел надали оцінку клімату голоцену, як на Європейському континенті, так і на всій північній півкулі. В дослідженні детально проаналізовані надзвичайні метеорологічні явища, що спостерігалися з 979 по 1700 роки, на території від Вісли до Обі та від Чорного моря до берегів Північного Льодовитого океану. Але найбільший інтерес викликає заключна частина монографії, в якій зведені воедино дані про екстремальні природні явища. До неї включені відомості про засухи,

дощові періоди (літо,осінь), повернення холодів на початку літа, ранні морози (кінець літа-початок осені), надзвичайно холодні або м'які зими, про навали шкідників, великі бурі, високі водопілля, полярні сяйва, т. ін.

На основі даних з [3] про високі весняні водопілля та враховуючи сучасні дані, автором даного дослідження побудовано діаграму повторюваності цього природного явища за період з 900 по 2010 роки на території Київської Русі й сучасної України (рис.1.1).

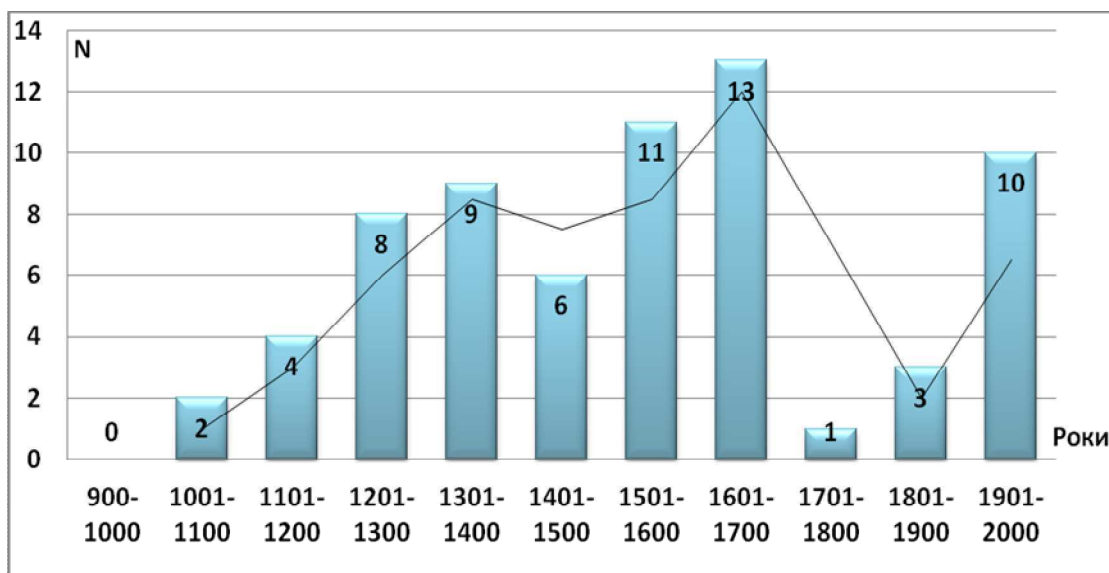


Рис.1.1 - Часовий розподіл визначних весняних водопіль на території Київської Русі та сучасної України: N - кількість випадків за період.

При побудові діаграми враховувались, перш за все, дані про великі водопілля на Дніпрі - найбільші з них відбулися в 1128, 1655, 1684, 1789, 1931 і 1970 рр. Неперевершеним як за висотою стояння води, так і за площею зони затоплення, вважається водопілля 1931 року, яке затопило величезну територію від Могильова на півночі до Запоріжжя - на півдні. Отриманий розподіл, безумовно є чисто ілюстративним, але все ж таки дає можливість оцінити загальну картину повторюваності весняних водопіль катастрофічного характеру. Аналізуючи їх повторюваність, можна відзначити, що найбільша кількість спостерігалась у періоди з 1500 по 1600 рр. (11 випадків), з 1600 по 1700 рр. (13 випадків) й у сучасний період - з 1900 по 2000 рр. (10 випадків); до періодів з найменшим числом випадків можна віднести 900-1010 і 1700-1800 роки .

З початку нового тисячоліття катастрофічні і високі повені спостерігаються в Європі майже щорічно. «Велика вода» 2002 року дала привід засобам масової інформації багато говорити про новий Всесвітній потоп і зайвий раз нагадала, що, не дивлячись на всі досягнення сучасної цивілізації, людина деколи виявляється безсилою перед лицем стихії. У серпні 2002 року за декілька днів під водою опинилися значні території Чехії, Словаччини, Німеччини, Австрії, Франції, Швейцарії, Польщі, Італії, Іспанії, Румунії, Молдови, Угорщини і Сербії. Повені 2002 року забрали

життя 3 тисяч чоловік, позбавили даху 17 мільйонів жителів із понад 80 країн. За даними Всесвітньої метеорологічної організації, була затоплена територія загальною площею більшою ніж 8 млн. км²[4]. Сукупний збиток, завданий стихією, оцінюється в 30 мільярдів доларів. За оцінками європейських експертів, це була найбільша повінь в Європі за сторіччя.

Якщо розглянути територію України, то протягом ХХ сторіччя і на початку ХХІ ст. наша країна також неодноразово потерпала від повеней різного походження (рис.1.2). За даними Українського Гідрометцентру, до катастрофічних можна віднести такі [1,5]:

- **1911 рік (8 – 9 липня)** - в басейнах річок Дністер, Прут і Сірет від зливових дощів сформувалися паводки, які на ділянці р. Прут (нижче впадіння р. Черемош) і на передгірних ділянках р. Сірет, були найбільшими за весь період наявних спостережень.

- **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 Вилоч, Хуст, залізничне полотно, змиті родючі землі, загинули посіви озимих культур. Спостерігалися селі, обвали, зсуви ґрунтів.

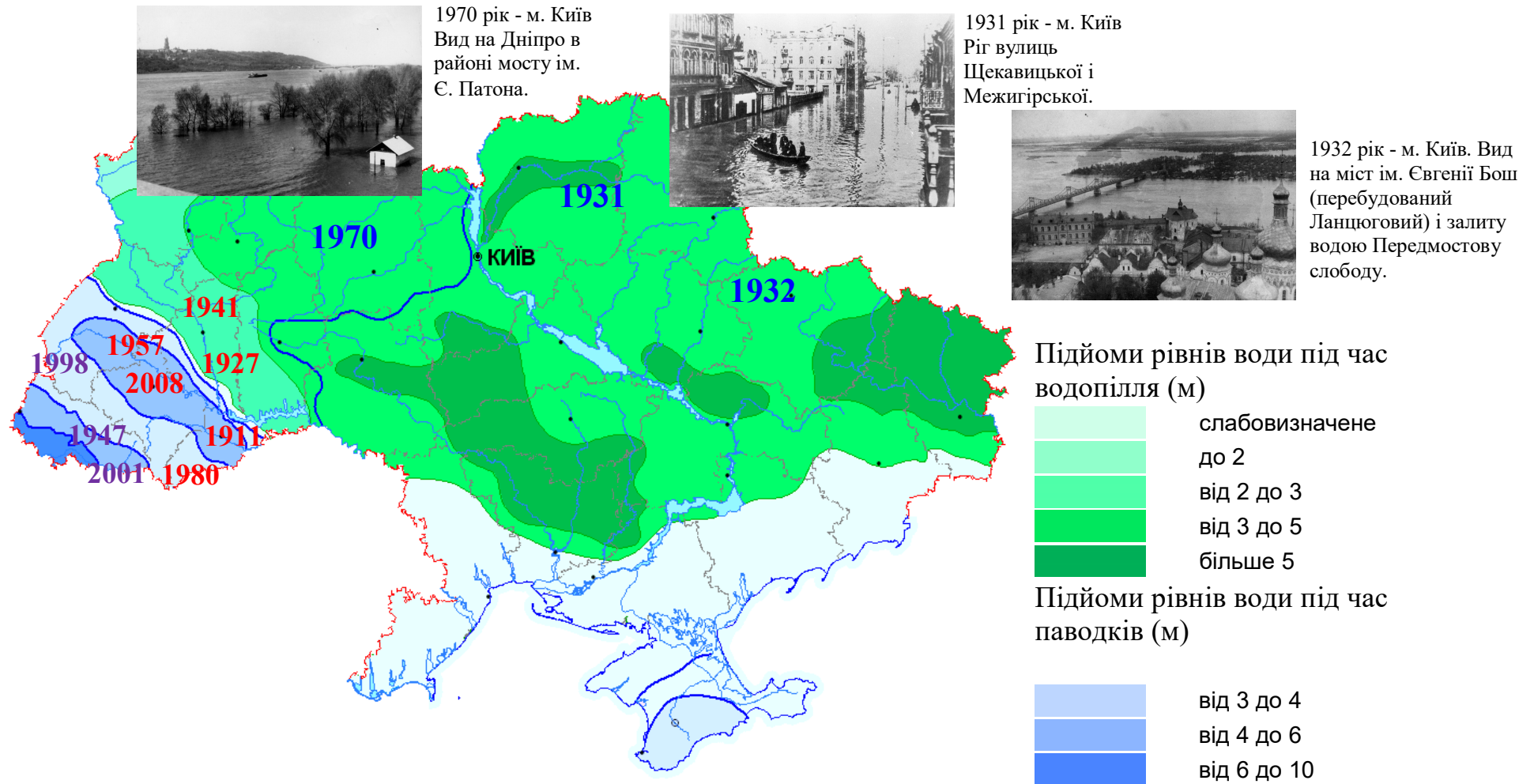
- **1957 рік (12-13 червня)** - в Передкарпатті катастрофічна за наслідками злива зумовила формування паводка, наслідком якого став величезний матеріальний збиток: розрито залізничне полотно, затоплені села, знесені господарські споруди, на великих площах пошкоджені і загинули посіви сільськогосподарських 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, Сірета. Завдано колосального збитку населенню і народному господарству цих районів.

- **1998 рік (3-5 листопада)** - катастрофічний паводок в Закарпатті, унаслідок якого підтоплено більше ніж 40 тисяч будинків, приблизно 2 тисячі зруйновано повністю. Зруйновані і пошкоджені водозахисні греблі, автомобільні дороги, мости, залізниця.

- **2001 рік (4-9 березня)** - катастрофічний паводок на території Закарпатської області. Протягом трьох днів випало дві норми місячних опадів, рівні води на деяких річках перевищили на 1,5 – 2 м рівні паводка 1998р. Паводок спричинив величезні руйнування, загинуло 9 людей.



1931- роки, в які спостерігались катастрофічні водопілля;
1998- роки, в які спостерігались катастрофічні паводки - холодний період року;
1980 - роки, в які спостерігались катастрофічні паводки - теплий період року.

Рис 1.2 - Максимальний стік на річках України [6-7].

- **2008 рік (22-27 липня)** - катастрофічний паводок в шести західних областях України, підтоплено 20 тис. будинків, 2020 км доріг, 7 тис.га сільгоспугідь, постраждали сотні мостів, загинуло близько 30 людей.

Р.А. Нежиховський свого часу у монографії [2] проаналізував розподіл по території колишнього СРСР водопіль і паводків рідкісної ймовірності перевищення (від 1 до 5 %) і для наочності представив їх у вигляді карти (рис.1.3). Якщо розглянути рівнинну територію України, то ним виділені вже згадані вище катастрофічні водопілля 1931 і 1932 років, причому водопілля 1931 року віднесено до категорії із забезпеченістю максимальних витрат води $P \approx 1\%$, а 1932 - до року із забезпеченістю максимальних витрат води $P \approx 1-5\%$.

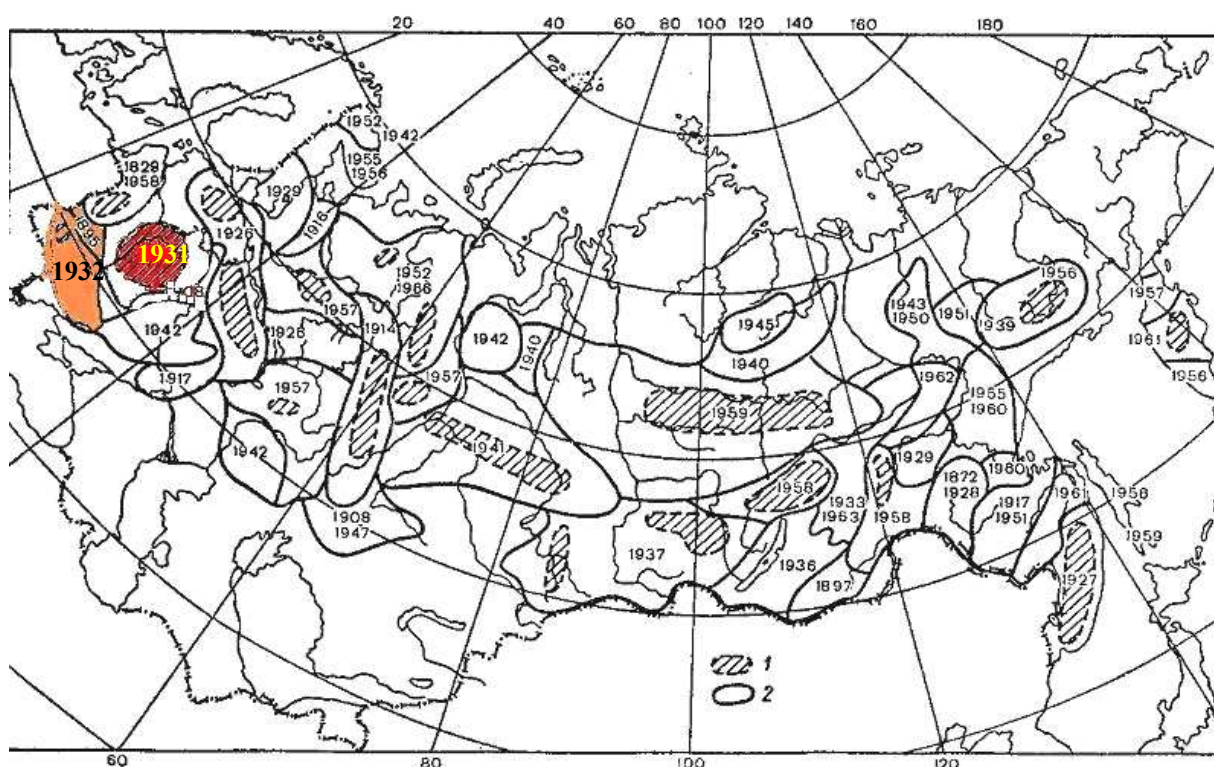


Рис.1.3- Розповсюдження визначних водопіль і паводків на річках колишнього СРСР[2]: 1- рік з забезпеченістю максимальних витрат води $P \approx 1\%$, 2 - роки із забезпеченістю максимальних витрат води $P \approx 1-5\%$.

В цілому ж найбільш багатоводними за тривалий період спостережень, як за загальним об'ємом весняного стоку, так і за максимальними витратами води водопілля, в Україні формувались у 1932, 1942, 1947, 1956, 1960, 1963, 1970, 1971, 1978, 1979, 1980, 1986, 1988, 1994 рр., а маловодні весни припадали на 1944, 1950, 1954, 1962, 1965, 1969, 1975, 1976рр. На (рис.1.4-1.11) наведені хронологічні графіки ходу максимального стоку весняного водопілля за даними гідрологічних постів, які мають найбільші та бажано безперервні періоди спостережень.

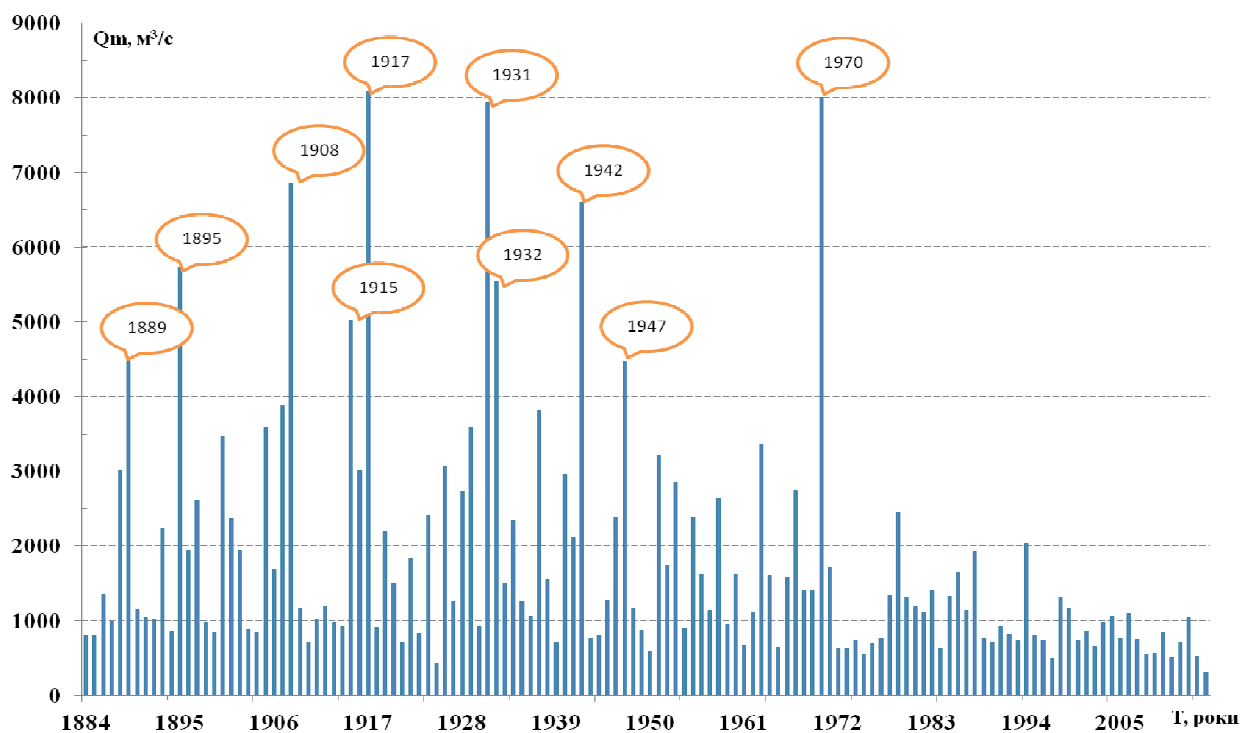


Рис.1.4- Хронологічний графік витрат води весняного водопілля на р.Десна- м. Чернігів.

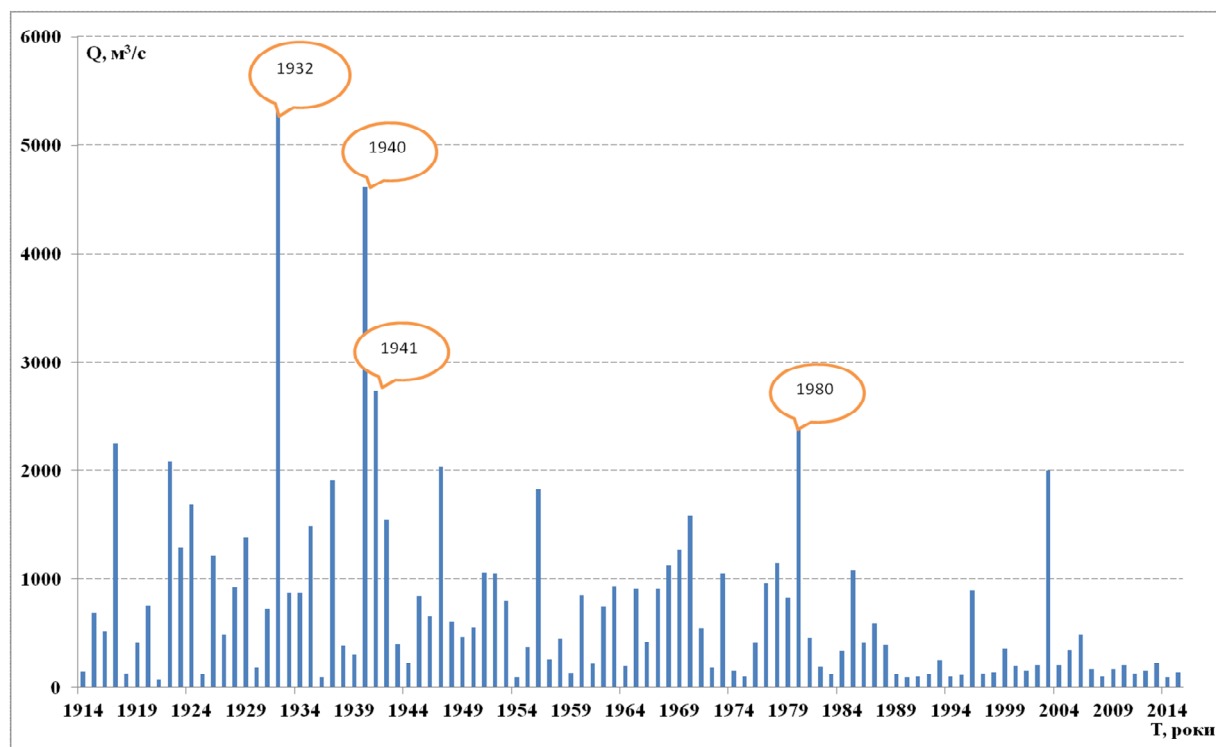


Рис.1.5 - Хронологічний графік витрат води весняного водопілля на р. Південний Буг - смт Олександрівка.

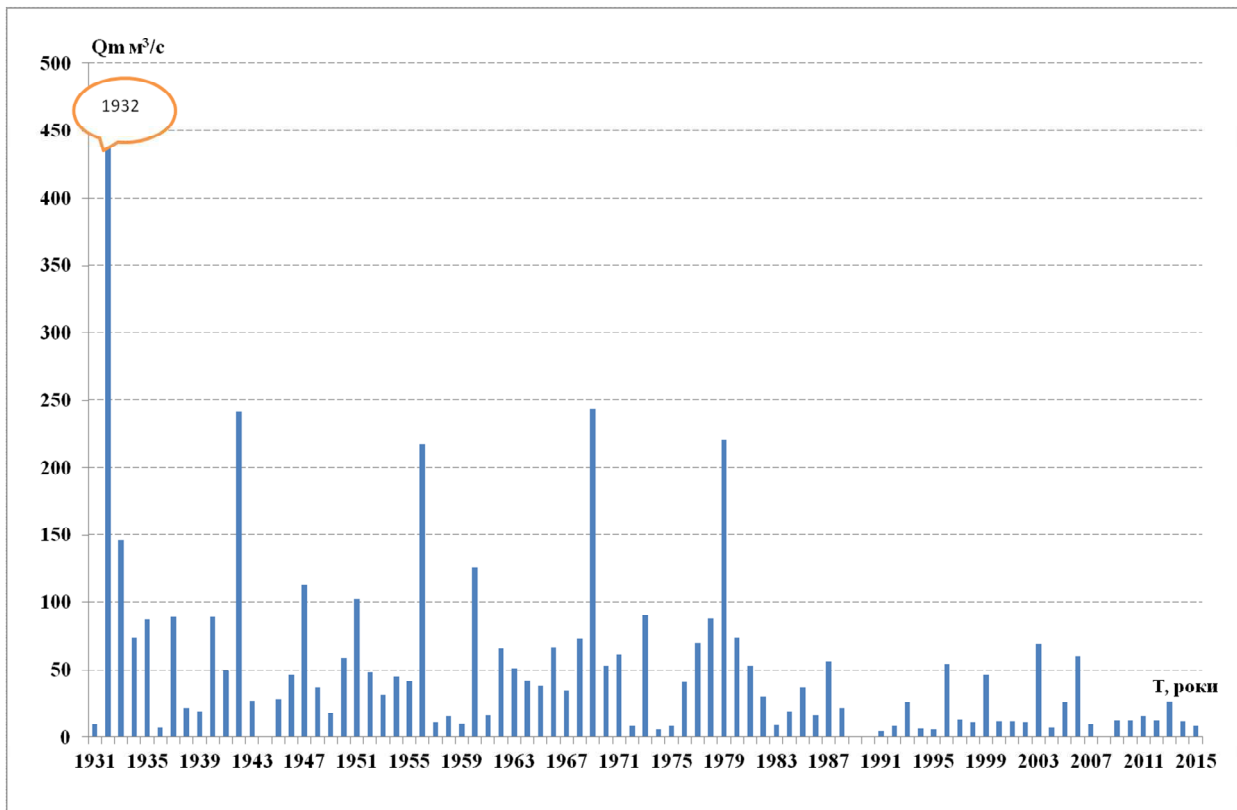


Рис.1.6- Хронологічний графік витрат води весняного водопілля на р. Смотрич – с. Цибулівка.

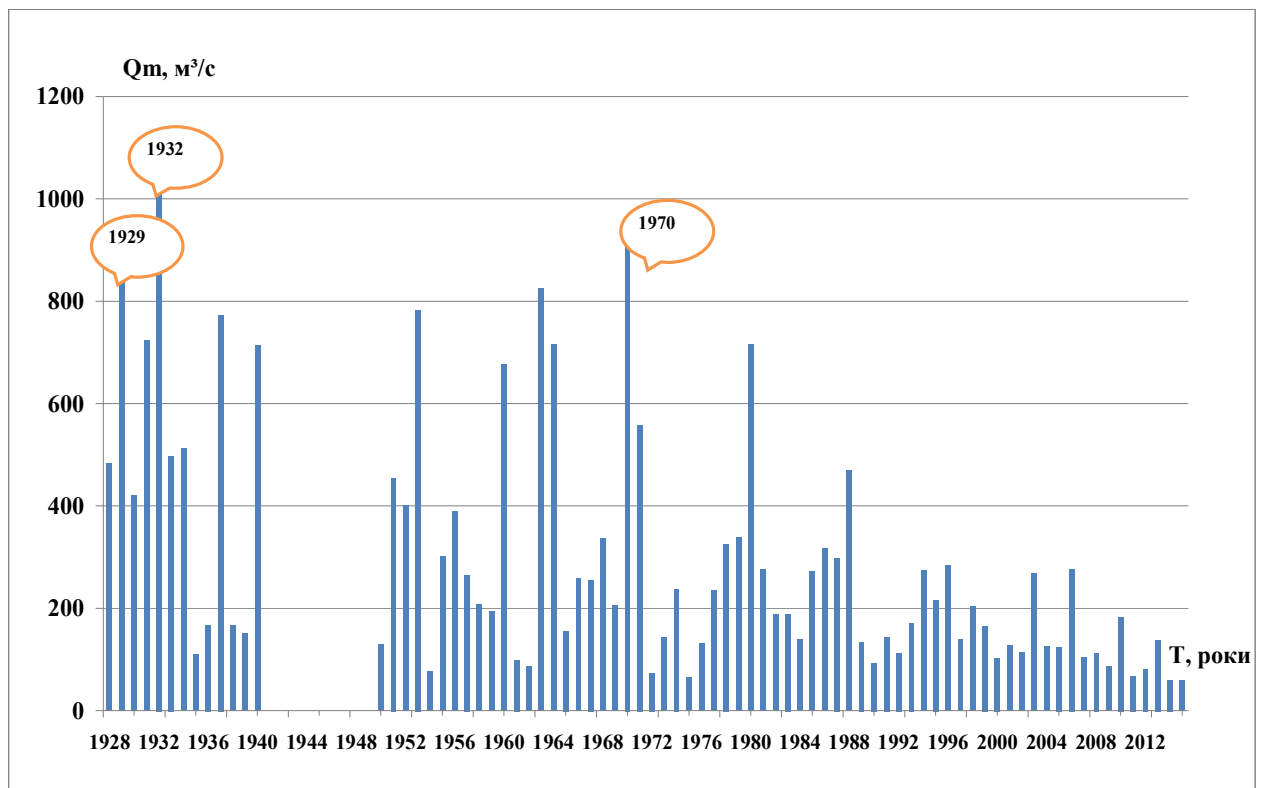


Рис.1.7- Хронологічний графік витрат води весняного водопілля на р. Псел - с. Запілья.

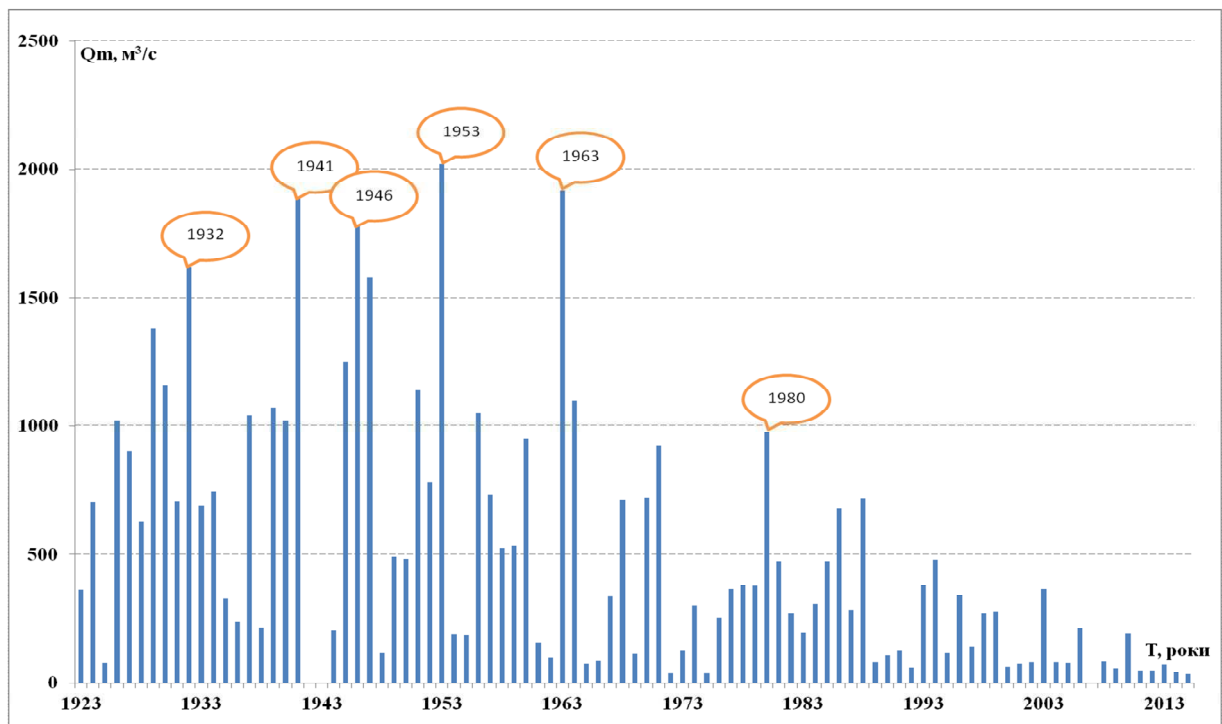


Рис.1.8- Хронологічний графік витрат води весняного водопілля на р. Сіверський Донець - м. Зміїв

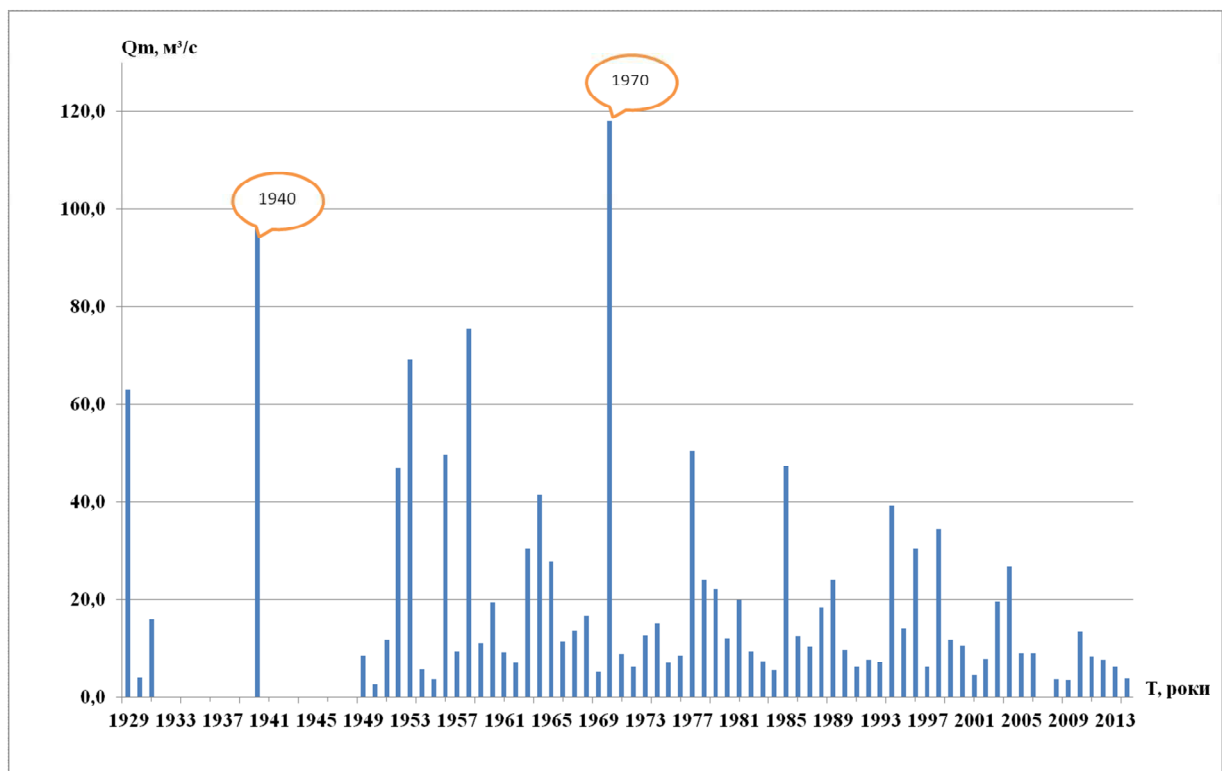


Рис.1.9- Хронологічний графік витрат води весняного водопілля на р. Кринка - с. Новоселівка

Аналізуючи представлені графіки, слід відзначити, що дійсно водопілля 1932 та 1970 можна віднести до катастрофічних за масштабом території, які вони охоплювали - так водопілля 1932 відмічене в басейнах Дніпра, лівобережжя Дністра, Південного Бугу та Сіверського Дінця (рис.1.4-1.9), а 1970 року - практично за всією територією Дніпра (рис.1.4, 1.7), а також на річках Приазов'я (рис.1.9). З іншого боку, наприклад в басейні Західного Бугу, в 1970 році водопілля було нижче від норми, а високі водопілля спостерігалися у 1952 та 1966 роках (рис.1.10). Якщо розглянути верхів'я Дністра, для яких більш багатоводною фазою є паводки теплового періоду, але також можливі й високі весняні водопілля, то тут визначні водопілля спостерігалися в останні 20 років - в 1998, 2000 та 2006 рр. (рис.1.11).

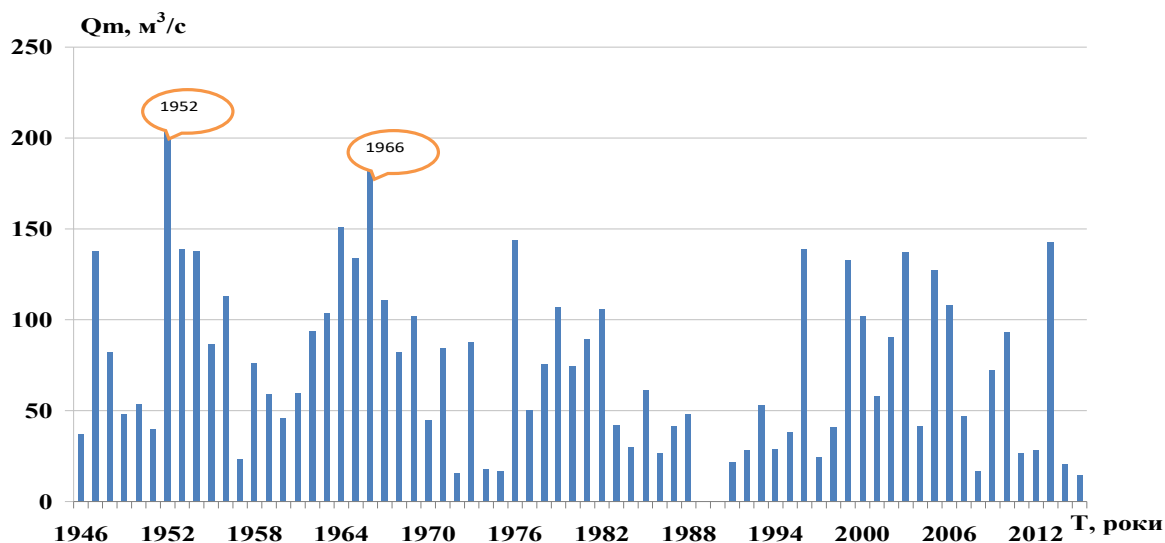


Рис.1.10 - Хронологічний графік витрат води весняного водопілля на р. Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька

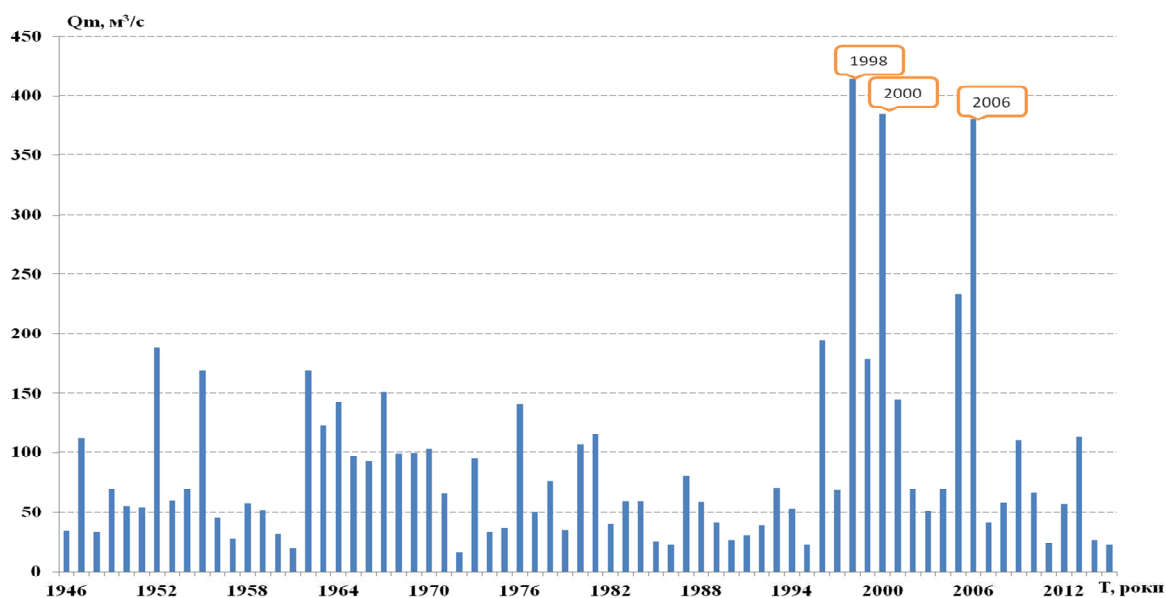


Рис.1.11- Хронологічний графік витрат води весняного водопілля на р. Дністер – м. Самбір.

В залежності від умов формування весняних водопіль на рівнинній території України, вони можуть проходити двома і більше хвилями. Прикладом є: 1971, 1981, 1998, 2001 та ін. роки. Крім того, в більш теплі роки, наступного після зимової відлиги снігонакопичення і, як наслідок, весняної хвилі водопілля може й не спостерігатися, як це було у 1975, 1989, 1990, 2002 рр. [8].

В останні роки (2007, 2008, 2009, 2014, 2015 рр.) на значній частині території крайнього півдня України накопичення снігозапасів практично не відбувалося, що призвело до невиражених весняних водопіль на річках або зовсім до їх відсутності. Взагалі ж на фоні маловодних років останніх десятиріч відмічені найбільш багатоводні водопілля – у 1998, 2003, 2006, 2010 рр. На окремих створах у 2010 і 2013 роках, за даними УкрГМЦ [9], відмічалось перевищення максимальних рівнів води під час водопілля на Дунаї та Верхньому Дніпрі.

За даними досліджень європейських вчених, зокрема групи дослідників з Технічного Університету Відня під керівництвом проф. Guenter Bloeschl [10], тенденції щодо змін у кількості та величинах повеней різного походження на території Європи не однозначні.

Як приклад наводиться хронологічний ряд спостережень за річними максимумами стоку на р. Дунай у Відні (рис.1.12).

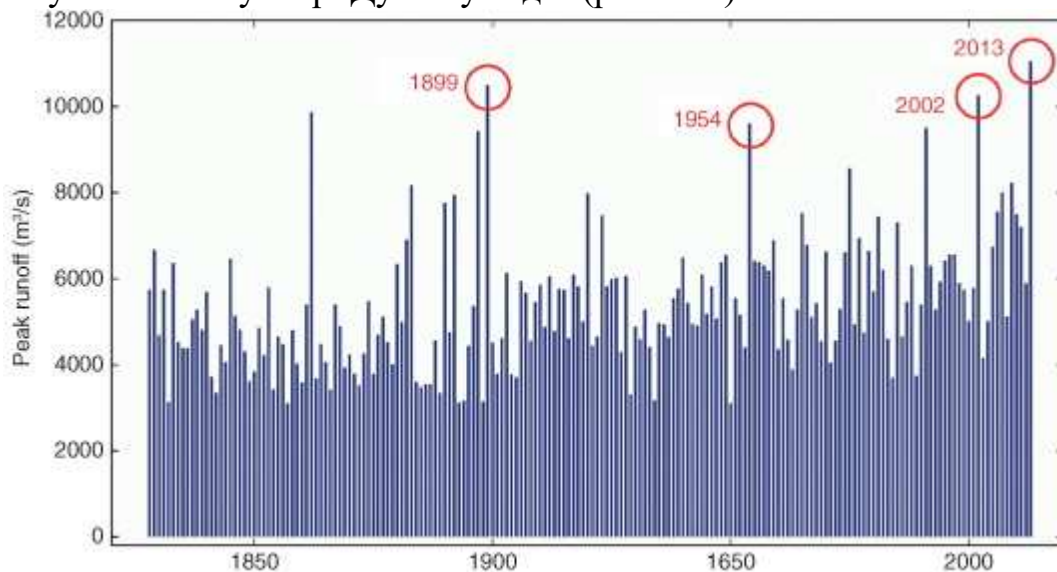


Рис.1.12 - Максимальний річний стік повені (найбільша витрата у кожному році) для Дунаю у Відні в період між 1828 та 2013 роками [10].

Розглядаючи хронологію повеней у Відні, Bloeschl відмічає, що існують роки з відносно невеликим піковим стоком (який насправді не призводить до "повені"), і є роки з дуже великим стоком, які, безумовно, кваліфікуються як повені. Чотири з найбільших повеней були позначені червоними колами - це повені, що сталися в червні 2013 р., серпні 2002 р., липні 1954 р. та вересні 1899 р. Всі ці повені були утворені сильними опадами, причому максимальна кількість опадів за декілька днів перевищувала 300 мм. Винятком стали опади у вересні 1899 року, коли їх

кількість була набагато вища (більше 500 мм), однак, максимальний стік не дуже відрізнявся від інших випадків. Це пояснюється тим, що в вересні підстильна поверхня була досить сухою через невисокі літні опади. Значна частина опадів, таким чином, пішла на інфільтрацію, і тому фактичний стік дещо зменшився.

Подібні хронологічні ряди спостережень, як показано на рис.1.13, були проаналізовані численними дослідниками для річок Європи, щоб зрозуміти, чи мають місце будь-які зміни величин і частоти повеней протягом останніх десятиліть [11-13].

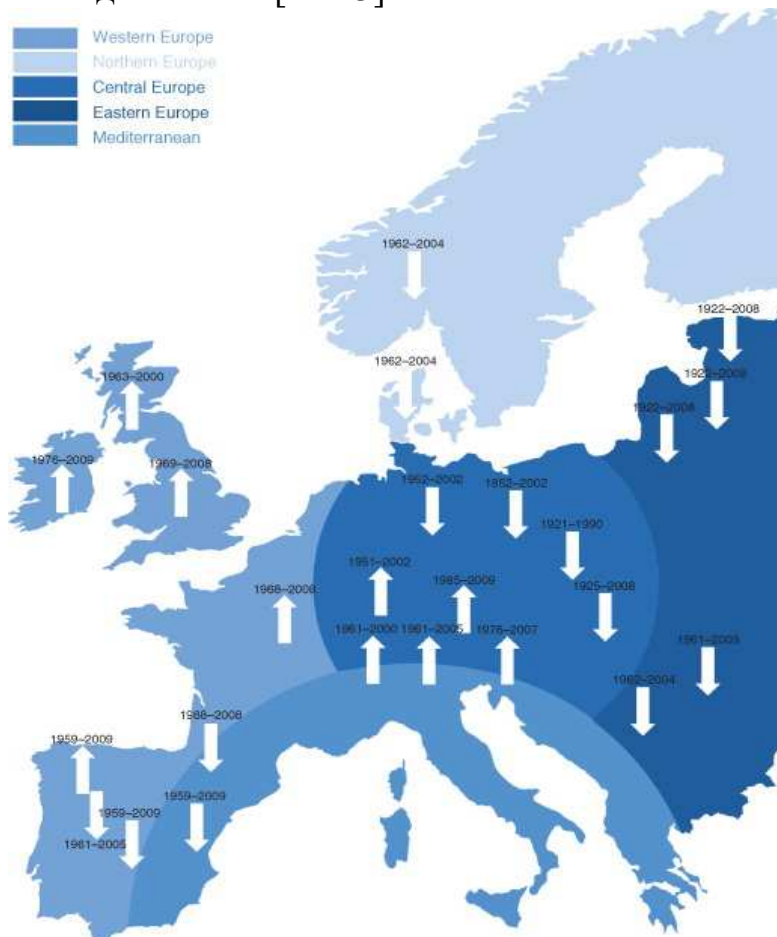


Рис.1.13 - Короткі відомості про тенденції максимального стоку повеней в останні десятиріччя в Європі, отримані з різних досліджень. Стрілки вгору показують тенденції до збільшення, а стрілки вниз відображають тенденції зниження. Обидва стосуються більшості тенденцій у регіоні. У ділянках з недостовірними даними тенденції не визначені [10].

Для перевірки існування тренда використовувалась лінійна регресія, а також оцінювалась, чи тенденція є статистично значущою. В цілому ці дослідження за останні десятиліття продемонстрували велику увагу до хронології повеней на річках у всьому світі, але отримані дані свідчать про їх велику просторову неоднорідність. Природно, що ця гетерогенність зумовлена, головним чином, місцевими процесами, які впливають на масштаби повеней. Але існують також цікаві великомасштабні тенденції, які

виявлені в результаті аналізу [10]. Зокрема, на Піренейському півострові та у Північно-Східній Європі спостерігається тенденція до зменшення повеней (внаслідок більш ранніх дат сніготанення), а у Західній Європі - до збільшення (внаслідок збільшення опадів) (рис. 1.13). Однак, автори дослідження [10] відзначають, що результати аналізу тенденцій незмінно залежать від періоду спостережень за серією повеней, а він не однаковий для всіх досліджуваних регіонів, отже, отримані тенденції потребують подальшого корегування. Як видно з (рис.1.13), територія України, також як і Європейська територія Росії, не були включені до дослідження, отже, тенденції в ході максимального стоку річок на цих територіях не аналізувались.

У 2015-2016 роках проф. G.Bloeschl і доктор J.Hall ініціювали нове масштабне дослідження, в якому взяли участь 35 вчених з більшості Європейських країн, в тому числі з України - представник УкрГМІ Л.Горбачова й автор цієї монографії. Задача дослідження полягала в зборі та аналізі даних по максимальному стоку річок Європи за період з 1960 по 2010 роки. Було зібрано інформацію практично по 5000 гідрологічних станціях, в тому числі по 261 станції в Україні. В результаті аналізу хронологічних рядів річних максимумів і дат їх спостереження наявність трендів виявлені райони однорідних трендів (рис.1.14) [14].

Авторами [14] виділено 4 регіони з однаковою направленістю трендів та особливостями формування максимальних витрат води: 1 - Північно-Східна Європа: раннє сніготанення; 2 - регіон Північного моря: пізні зимові шторми; 3 - Західна Європа уздовж Атлантичного узбережжя: більш ранні строки настання максимальної вологості ґрунту; 4 - частини Середземноморського побережжя: більш сильний вплив Атлантики взимку.

Територія України теж неоднорідна за тенденціями у рядах річних максимумів стоку: на лівобережжі Дніпра і в басейні Сіверського Донця спостерігається тенденція до більш ранніх дат сніготанення й проходження водопілля, а на решті території, навпаки - наявна тенденція до збільшення випадків зимових паводків замість весняних водопіль. Що стосується дат настання максимумів на річках Європи, то вони представлені на (рис.1.15).

Кожна стрілка на (рис.1.15) представляє собою одну гідрометричну станцію (n=4947). Колір і напрямок стрілки вказують середні строки повеней (світло-блакитний: зимові повені (DJF), від зеленого до жовтого: весняні водопілля (МAM), помаранчеві до червоних - літні паводки (JJA) і фіолетові до синіх - осінні паводки (SON). Довжини стрілок вказують на концентрацію повеней протягом року ($R = 0$ - рівномірно розподілені, $R = 1$ - всі повені відбуваються в одну і ту ж дату).

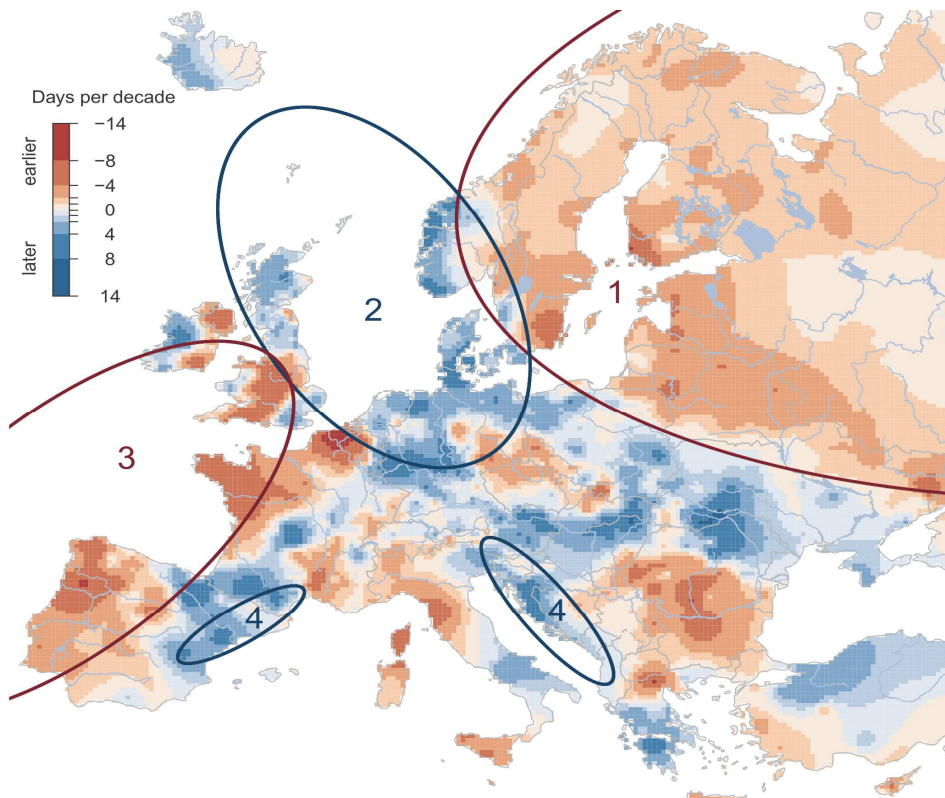


Рис. 1.14 - Спостережувані часові тенденції максимального річкового стоку в Європі (1960-2010 рр.). Червоний вказує на більш ранні повені, синій - на більш пізні (дні за десятиліття)[14].

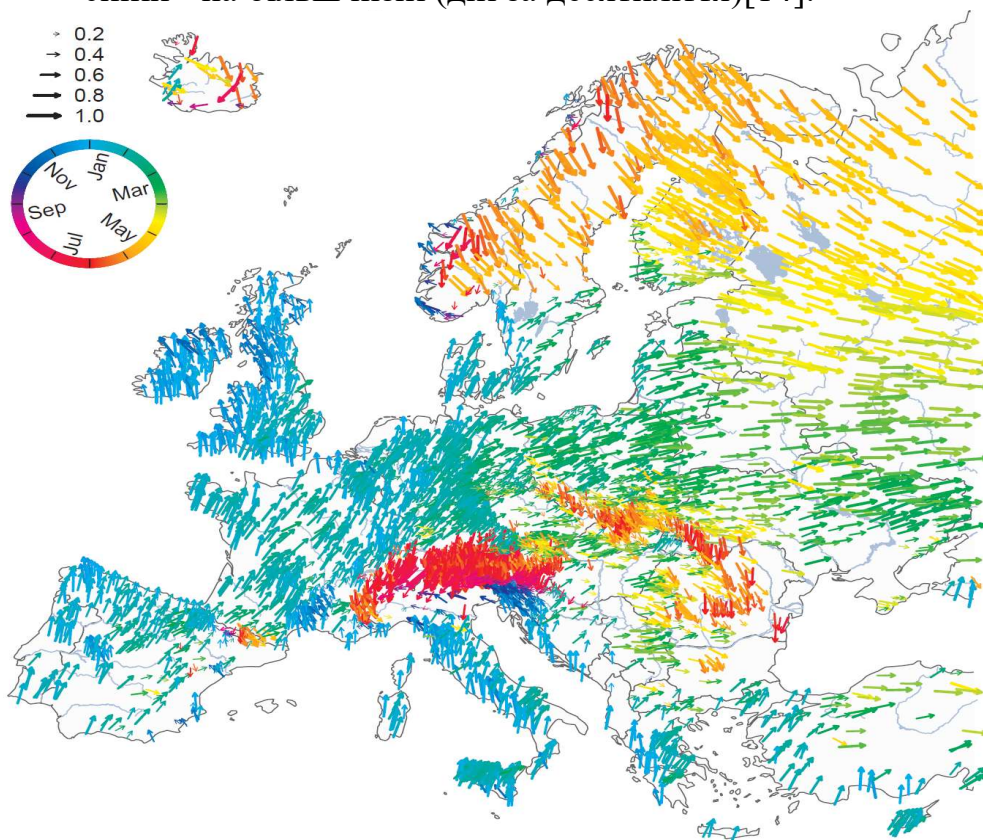


Рис.1.15 - Спостережені середні дати річкових повеней в Європі (1960-2010 роки) [14].

Аналізуючи отримані дані для України, слід відзначити що на рівнинній території річні максимуми за досліджуваний період, як і раніше, спостерігаються у весняний період (зелений колір на (рис.1.15)). Для території Українських Карпат природно характерні максимуми внаслідок паводків теплого періоду року (червоний колір на (рис.1.15)).

1.2 Оцінка ймовірних ризиків від паводків в Україні

За даними Центру досліджень епідеміології катастроф (CRED), протягом останніх десятиріч на більшій частині нашої планети спостерігалася рекордно велика кількість стихійних лих природного характеру, від яких постраждало близько 2,7 млрд. чоловік, тобто більше третини населення планети. Згідно з рейтингом CRED у 2006 р. Україна опинилася на восьмому місці внаслідок лютих морозів, від яких загинула 801 людина і постраждало близько 60 000, і на дев'ятому місці в 2008 р. за наслідками паводка, коли постраждало близько 225 000 і загинуло 38 чоловік [15-16].

Для того щоб інформація про стихійне лихо, була введена в базу даних CRED, необхідно виконання принаймні одного із таких критеріїв:

- Повідомлення про загибель десяти (10) або більше людей.
- Сто (100) або більше людей повідомили, що постраждали.
- Декларування надзвичайного стану.
- Звернення до міжнародної допомоги.

На (рис.1.16) представлена діаграма розподілу частот або повторюваності небезпечних природних явищ для території України за даними CRED. Найбільша повторюваність – 51,9 % відповідає паводкам, найменша характерна для посух.

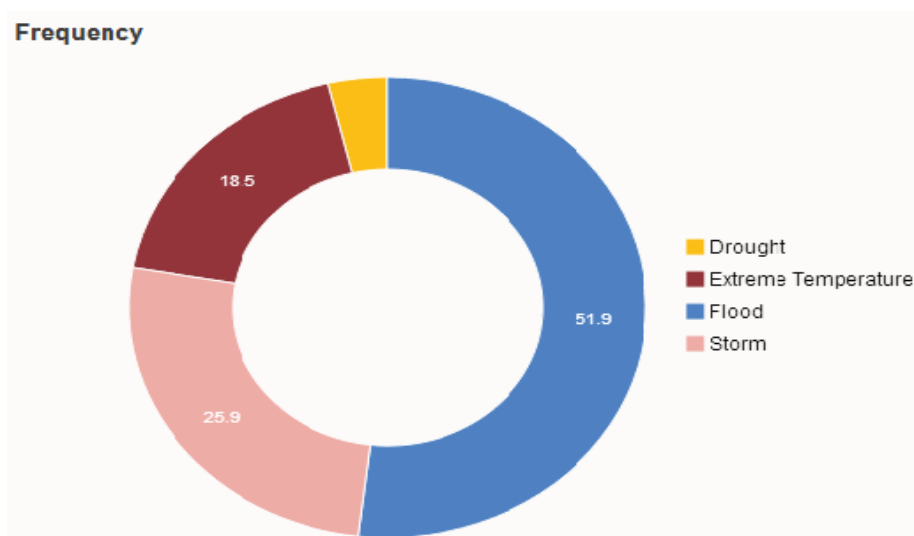


Рис.1.16 - Повторюваність небезпечних природних явищ на території України за даними Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED) за період 1990-2014pp.

На наступній діаграмі (рис.1.17) показаний ймовірний розподіл економічних втрат від посух, екстремальної температури, паводків і злив різного походження. За цим показником найбільші втрати очікуються внаслідок посух, але на другому місці з доволі великим відсотком (39,4 %) все ж таки залишаються паводки.

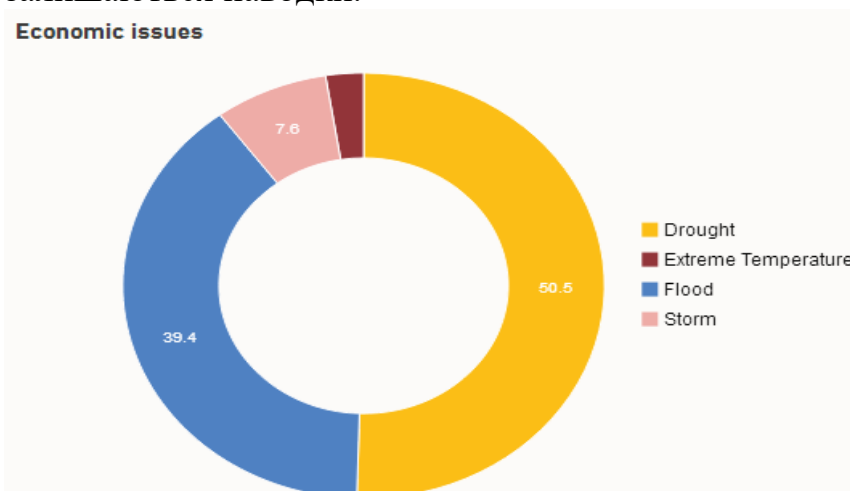


Рис.1.17 - Розподіл можливих економічних втрат внаслідок небезпечних природних явищ на території України, за даними CRED [15].

Відповідно до Глобальної доповіді про оцінку безпеки стихійних лих 2015 року (GAR-2015) [16], ймовірнісна оцінка ризиків використовує математичні моделі для об'єднання будь-яких можливих майбутніх сценаріїв безпеки та інформацію про виявлені вразливості, для надання результатів оцінки можливих рівнів втрат у регіоні, який аналізується. На відміну від історичних оцінок, ймовірнісні оцінки ризику враховують всі стихійні лиха, які можуть виникнути в майбутньому, включаючи дуже інтенсивні збитки з довгими періодами повернення втрат, а також долають обмеження, пов'язані з оцінками, отриманими на основі історичних даних. Важливим є те, що ймовірнісна оцінка ризиків дає можливу величину розрахункових втрат, яку можна використовувати для прогнозування та планування майбутніх збитків. Цю інформацію можна використати для планування і визначення пріоритетів інвестицій та стратегій управління ризиком стихійних лих.

В якості розрахункової величини втрат використовується поняття середній річний збиток (AAL), який представляє очікувані збитки на рік, пов'язані з виникненням майбутніх небезпек, використовуючи тривалий час спостереження. Ще одним показником є, так званий, максимальний збиток (PML), який являє собою показник ризику, що відображає максимальну втрату, яку можна було очікувати в середньому протягом певної кількості років. PML широко використовується для встановлення лімітів, пов'язаних із розміром резервів, які, наприклад, страхові компанії або уряд повинні мати для врахування буферних збитків: чим триваліший період повернення збитків, тим вищі очікувані втрати. PML завжди пов'язаний із середнім періодом повернення.

Середній період повернення 100, 250, 500, 1000 і 1500 років означає 5%, 2%, 1%, 0.5% та 0.3% ймовірності перевищення цих втрат за 5 років.

Результати ймовірнісної оцінки збитків від небезпечних природних явищ за показником AAL для України представлені нижче. В якості основних небезпек виділено землетруси і паводки, причому величина збитків від паводків становить 99,3% від загальної величини (рис.1.18) й обчислюється більше чим в 1 млн. доларів США!

Probabilistic risk results

Average Annual Loss (AAL) by hazard

Hazard	Absolute [Million US\$]	Capital stock [%]	GFCF [%]	Social exp [%]	Total Reserves [%]	Gross Savings [%]
Earthquake	8.67	0.001	0.027	0.021	0.046	0.032
Flood	1,153.80	0.170	3.579	2.759	6.145	4.197
Multi-Hazard	1,162.47	0.172	3.606	2.779	6.191	4.228

Hazard contribution to AAL

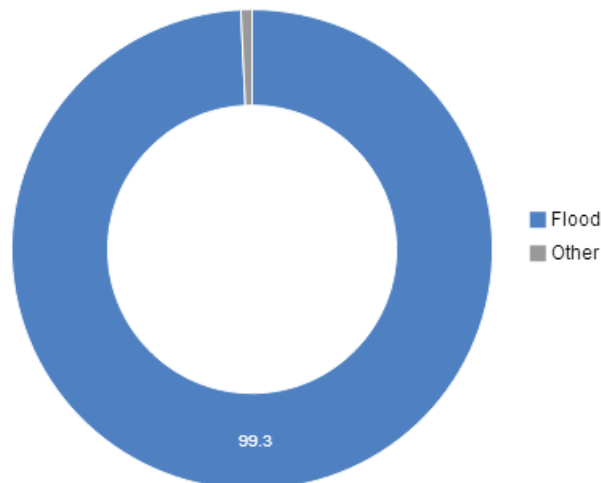


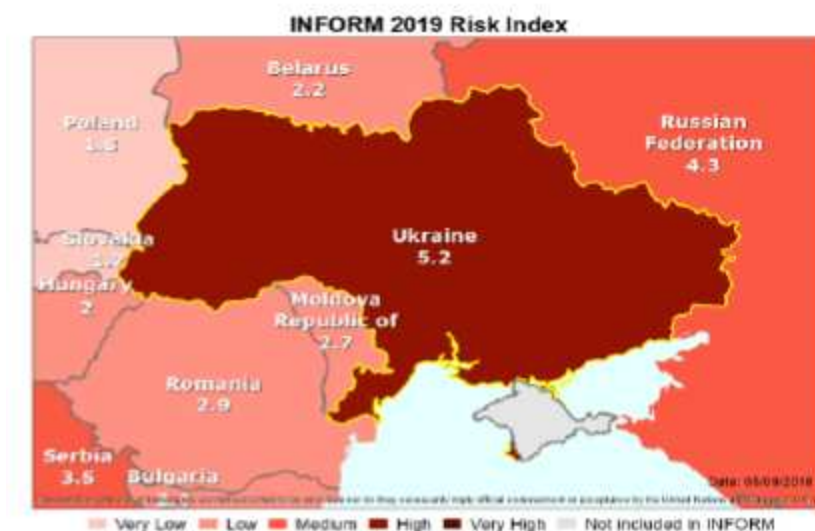
Рис. 1.18 - Розподіл середнього річного збитку (AAL) внаслідок можливих небезпек природного характеру [16,17].

На сайті CRED також представлені дані розрахунку індексу ризиків за моделлю INFORM [18]. Модель INFORM використовує три аспекти вразливості - аспекти фізичного впливу та фізичної вразливості інтегровані в аспект *небезпеки*, аспект нестабільності соціально-економічної системи стає в INFORM аспектом *вразливості*, тоді як відсутність стійкості до відновлення розглядається як відсутність *потенціалу спротиву*.

Отже, як показано на рис.1.19, індекс ризику для України на 2019 рік є достатньо великим у порівнянні із сусідніми країнами і найбільша його складова становить собою фізичну небезпеку природного характеру. За останні три роки цей ризик майже незмінний, також як й індекс нестабільності соціально-економічної системи.

INFORM Country Risk Profile

VERSION 2019



UKRAINE

Eastern Europe
Lower middle income

	Value	Rank	Trend (3 years)
INFORM Risk	5.2	38	→
Hazard & Exposure	7.0	20	→
Vulnerability	4.0	77	→
Lack of Coping Capacity	5.0	76	→

Умовні позначки:



Рис. 1.19 - Оцінка індексів ризиків для України за моделлю INFORM [18].

1.3 Фактори весняного водопілля

Формування весняного водопілля відбувається під впливом двох груп факторів - метеорологічних (або кліматичних) і факторів підстильної поверхні. До першої групи відносяться, перш за все, радіаційний баланс території, температура повітря й ґрунту, опади. Сукупність цих факторів визначає інтенсивність сніготанення та водовіддачі й випаровування. Фактори підстильної поверхні, до яких відносяться рельєф місцевості, ґрунтовий і рослинний покрив, заболоченість і закарстованість водозборів, ступінь антропогенної діяльності та ін., визначають втрати талих вод на інфільтрацію, поверхневе затримання, а також трансформацію стоку на схилах і в русловій мережі.

Класичні дослідження відомих гідрологів середини ХХ сторіччя (Д.Л. Соколовський (1959), П.П. Кузьмін (1950), М.Є. Швець (1947), В.Д. Комаров (1955-57), та ін.) показали, що в залежності від переважання того чи іншого фактора у сніготаненні тип формування весняного водопілля буде різним. А.І. Карпов [19] на основі вивчення літературних джерел і власних досліджень на річках Заволжжя дійшов висновку про можливість виділення трьох основних типів весен:

- весна з похмурою погодою, температурою повітря вищою від нуля та відсутністю прямої сонячної радіації (адвентивний тип весни);
- дощова весна без сонячних днів (плювіальний тип);
- весна без дощів із сонячними днями та невеликими від'ємними температурами повітря (солярний тип).

За даними Ю.М. Георгієвського та А.А. Самохіна [19], на переважній частині Європейської території колишнього СРСР солярне й адвективне сніготанення відіграють приблизно однакову роль у весняному сніготаненні. Крім того, можливі й проміжні типи весен: адвективно-солярний з температурою повітря вищою від нуля й участю прямої сонячної радіації та плювіосолярний з дощовими днями, які чередуються з сонячними днями.

На сучасному етапі, в період регіональних і глобальних змін клімату, можливі зміни не тільки типу сніготанення у період весняного водопілля, а в окремих південних регіонах й взагалі відсутність цієї фази у водному режимі річок, внаслідок підвищення температури повітря й відсутності стійкого снігового покриву, як це спостерігається на річках Приазов'я в останні роки. Отже аналіз сучасних кліматичних умов формування весняного водопілля на річках України є необхідною частиною при вивченні цього природного явища.

З іншого боку, фактори підстильної поверхні також можуть відігравати визначну роль при формуванні сніготанення, тому що від типу підстильної поверхні залежать втрати на інфільтрацію, акумуляцію води на поверхні басейну, яка визначається мікрорельєфом схилів та їх ухилами, а

також трансформація схилового стоку під впливом залісеності, заболоченості й закарстованості.

1.3.1 Метеорологічні та кліматичні фактори весняних водопіль на території рівнинної України

Україна розташована на південному заході Східно-Європейської рівнини. На заході територію країни оточують Українські Карпати, на півдні - Кримські гори, решта території є переважно рівнинною – 70 % її займають низовини і 25 % - височини. Рівнинна частина країни має загальний ухил з півночі на південь і з заходу і сходу до Дніпра. Про це свідчить напрямок течії найбільших річок та їх приток (рис.1.20).

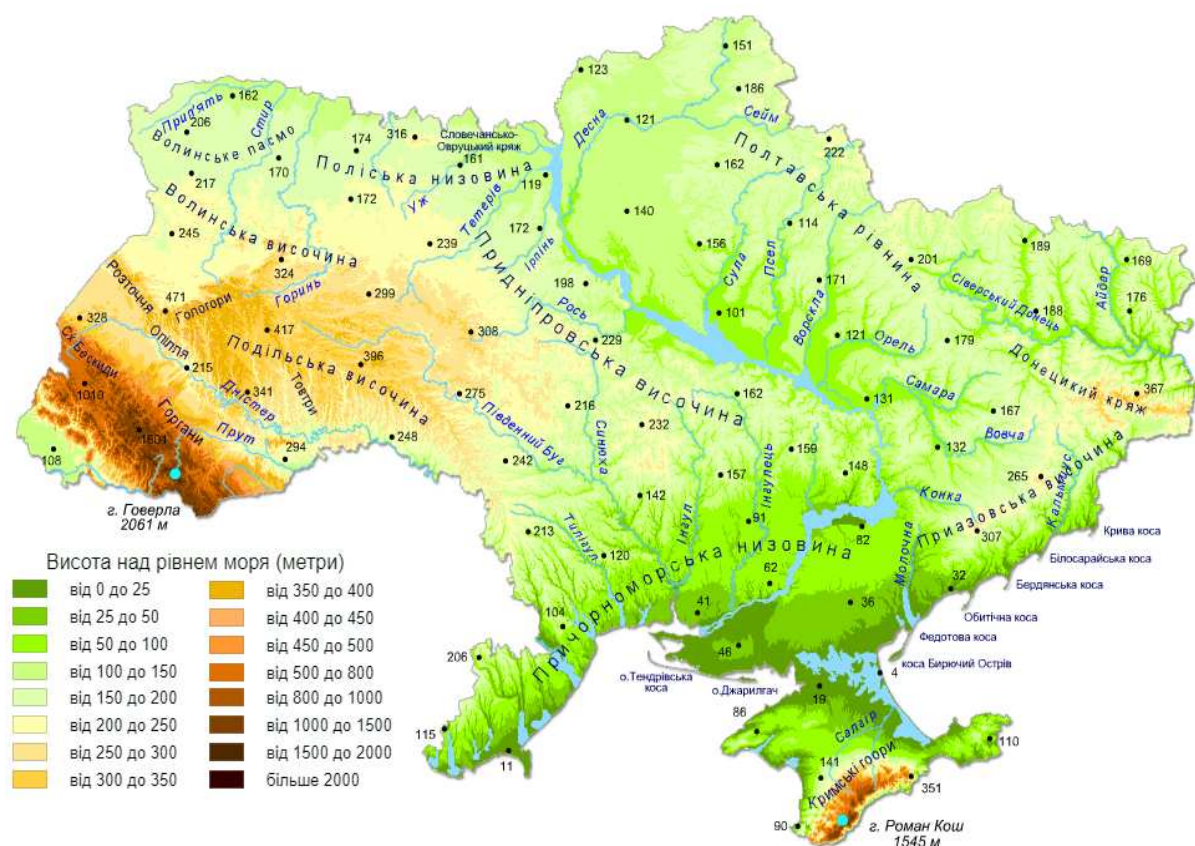
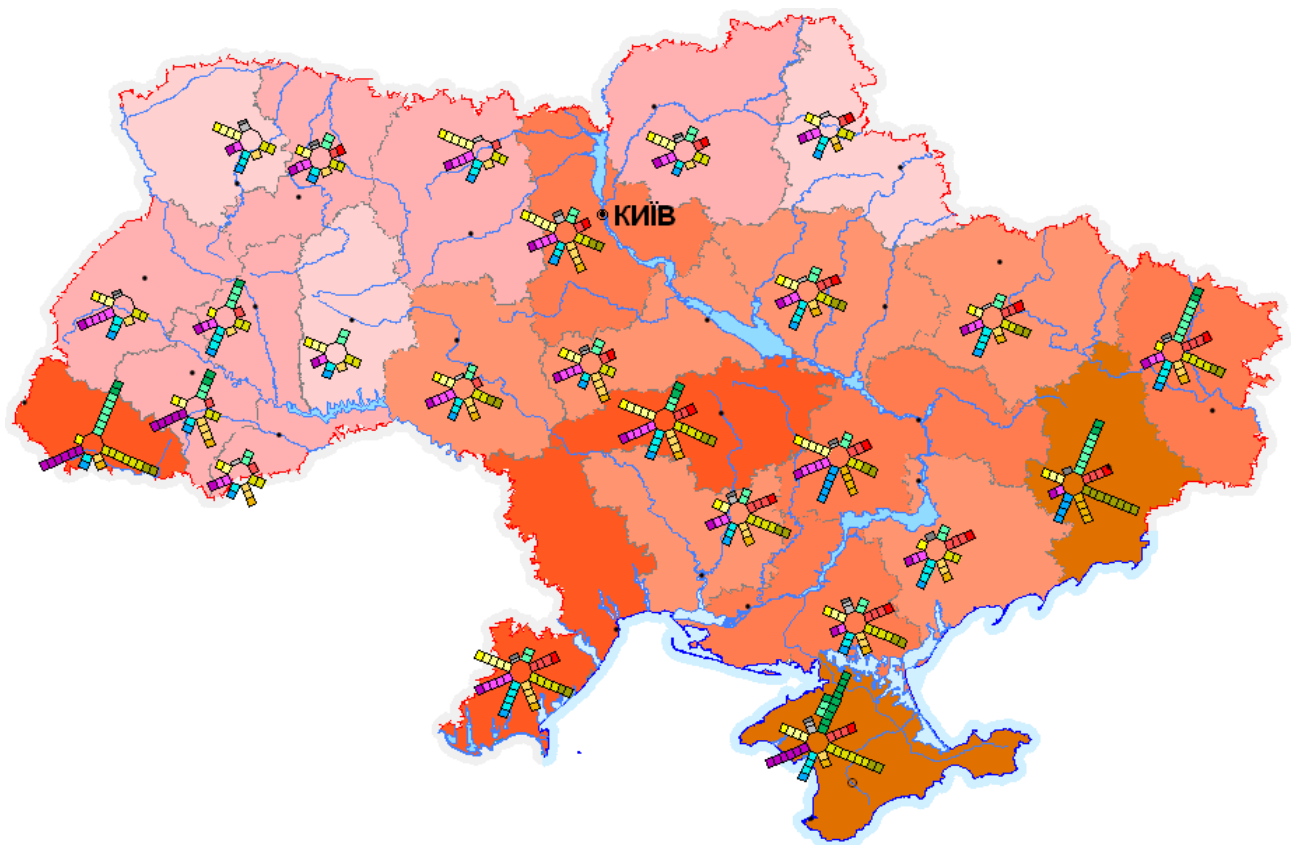


Рис.1.20 - Фізико-географічна карта України [20].









В цілому Україна характеризується сприятливим кліматом для життєдіяльності людини. Проте місцеві особливості та розвиток атмосферних процесів створюють умови для виникнення стихійних метеорологічних явищ, які, все частіше в останні роки, набувають іноді катастрофічного характеру і завдають значних матеріальних збитків [21]. В електронному атласі 1999-2000 рр. [6], за редакцією Г.О. Пахоменко і В.М. Бабіченко, представлена карта стихійних метеорологічних явищ на території України (рис.1.21).



ВПЛИВ КОМПЛЕКСУ СТИХІЙНИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ



СТИХІЙНІ МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА

-  Складні утворення (ожеледь тощо) з діаметром 35 мм і більше
-  Надзвичайна пожежонебезпека від посухи
-  Сильна ожеледь: діаметр утворень на проводі стандартного ожеледного станка 20 мм і більше
-  Сильні тумани: видимість менше 100 м протягом 12 год. і більше
-  Сильні хуртовини: швидкість вітру 15 м/с і більше протягом 12 год. та більше
-  Сильні снігопади: кількість опадів 20 мм і більше за 12 год. і менше
-  Шквали
-  Смерчі

Примітка. Більш інтенсивним забарвленням клітинок подано параметри повторюваності у %. Приклади:

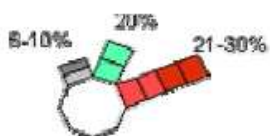


Рис.1.21 - Стихійні метеорологічні явища на території України [6].

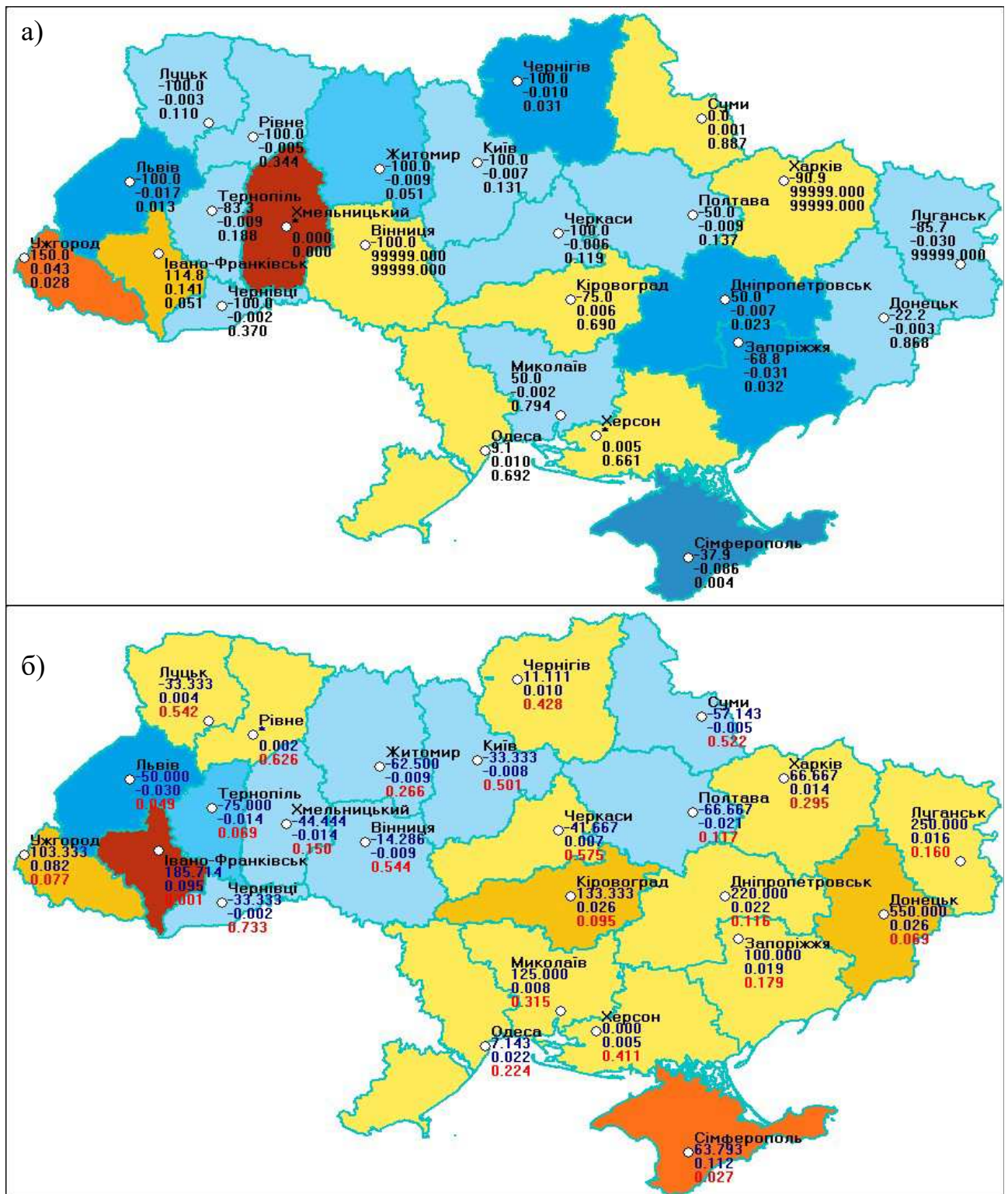
Як видно з (рис.1.21), практично по всій території України до категорії стихійних явищ відносяться сильні хуртовини та сильні снігопади, які викликають інтерес з точки зору аналізу умов формування весняних водопіль. Найбільша повторюваність цих небезпечних метеорологічних явищ притаманна південним областям, зокрема Одеській, Кіровоградській та Дніпропетровській, в міру просування на північ повторюваність цих явищ зменшується - найменша повторюваність сильних хуртовин і снігопадів характерна для Волинської та Хмельницької областей.

Зміни клімату, що відбуваються, призводять до змін у повторюваності й інтенсивності екстремальних гідрометеорологічних явищ в Україні. В УкрГМІ у 2013 році було виконано науково-дослідну роботу щодо оцінки цих змін [22]. Зокрема, автори [22] показали, що кількість випадків сильних хуртовин зменшилась за останні роки. Найбільш суттєві зміни спостерігаються у південному і північному регіонах України; значуще зменшення повторюваності й інтенсивності сильних хуртовин відмічається і на сході України, особливо у Харківській області. Такі ж тенденції характерні і для Львівської, Запорізької областей та АР Крим (рис.1.22а). Проте в Івано-Франківській і Закарпатській областях, особливо на високогір'ї Карпат відмічається суттєве збільшення повторюваності сильних хуртовин і посилення вітру під час СМЯ (стихійних метеорологічних явищ).

Що стосується снігопадів, то найбільш тривалі сильні снігопади в Україні відмічаються на заході, найменш тривалі – на півдні. Кількість сильних снігопадів та їх інтенсивність в Україні з року в рік змінюється. На початку 70-х років ХХ ст. спостерігалось стійке зменшення кількості випадків сильного снігу, яке досягло свого мінімуму в середині 90-х рр. З кінця ХХ ст. почалося зростання інтенсивності снігопадів і кількості випадків з цим стихійним явищем погоди, яке продовжується і на початку ХХІ ст. Зміна повторюваності сильних снігопадів у різних регіонах країни привела до того, що протягом останніх 40 років в Україні відбулась зміна локалізації сильних снігопадів.

Так якщо в 1971-1990 рр., значна кількість СМЯ відмічалась на заході країни на Волино-Подільській височині, то протягом останніх 20 років (1991- 2010рр.) їх кількість у цьому регіоні зменшилась. Проте на півдні та південному сході країни, в районі Причорноморської низовини й Приазовської височини сильних снігопадів стало значно більше (рис.1.22б). Суттєво зросла й інтенсивність опадів під час снігопаду в цьому регіоні [22].

Радіаційний баланс, як вже відзначалось вище, є одним з основних факторів, що визначає наявність весняного водопілля на досліджуваній території. Він впливає на температурний режим ґрунту і прилеглих шарів повітря, процеси випаровування і транспірації, формує різні макро- і



Зміна характеристик екстремальних явищ погоди у пункті спостережень та її значимість:

- Δ - зміна у 1971-2010 відносно 1971-1990, %
- α - коефіцієнт лінійного тренда (1971-2010)
- p - значимість тренду (1971-2010)

Статистична значимість тренду (p):

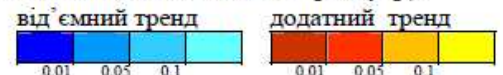


Рис.1.22 – Зміна (%) кількості випадків стихійних хуртовин (а) та максимальної кількості опадів під час сильних снігопадів (б) у пункті спостережень у 1991-2010рр. відносно 1971-2010рр, коефіцієнт їх лінійного тренда (α) та його значущість (p) за період 1971-2010рр.[22].

мікрокліматичні особливості окремих територій; його коливання призводять до їх істотної мінливості [22].

Протягом року радіаційний баланс має простий річний хід з максимумом у літні (позитивний радіаційний баланс) і мінімумом у зимові місяці, коли він від'ємний. Суми радіаційного балансу за рік змінюються в діапазоні від 1200 МДж/м² на північному заході до 2200 МДж/м² у південному Степу (рис.1.23). Навесні радіаційний баланс коливається в діапазоні від 447 МДж/м² на північному заході (басейн Прип'яті та верхів'я Дністра) до 754 МДж/м² у південному Степу (басейни малих річок Причорномор'я і Приазов'я). Характер територіального розподілу радіаційного балансу весною змінюється від місяця до місяця. У березні переважають особливості, властиві зимовим місяцям. Строкатість альbedo підстильної поверхні призводить до значної різниці радіаційного балансу суміжних територій. Так, у Сумській області він у 2,3 раза більший, ніж у Чернігівській. Отже в межах басейну однієї річки (у даному випадку Десни) умови формування весняного водопілля можуть суттєво відрізнятись, перш за все за рахунок мінливості радіаційного балансу. У квітні радіаційний баланс змінюється більш рівномірно, але на півночі порівняно з березнем він у 2-2,5 рази більший, ніж на півдні. У травні закономірності розподілу радіаційного балансу подібні до літніх - він змінюється від 217 МДж/м² на північному заході до 330-360 МДж/м² - у південному Степу і становить 35-52% від сумарної радіації [23].

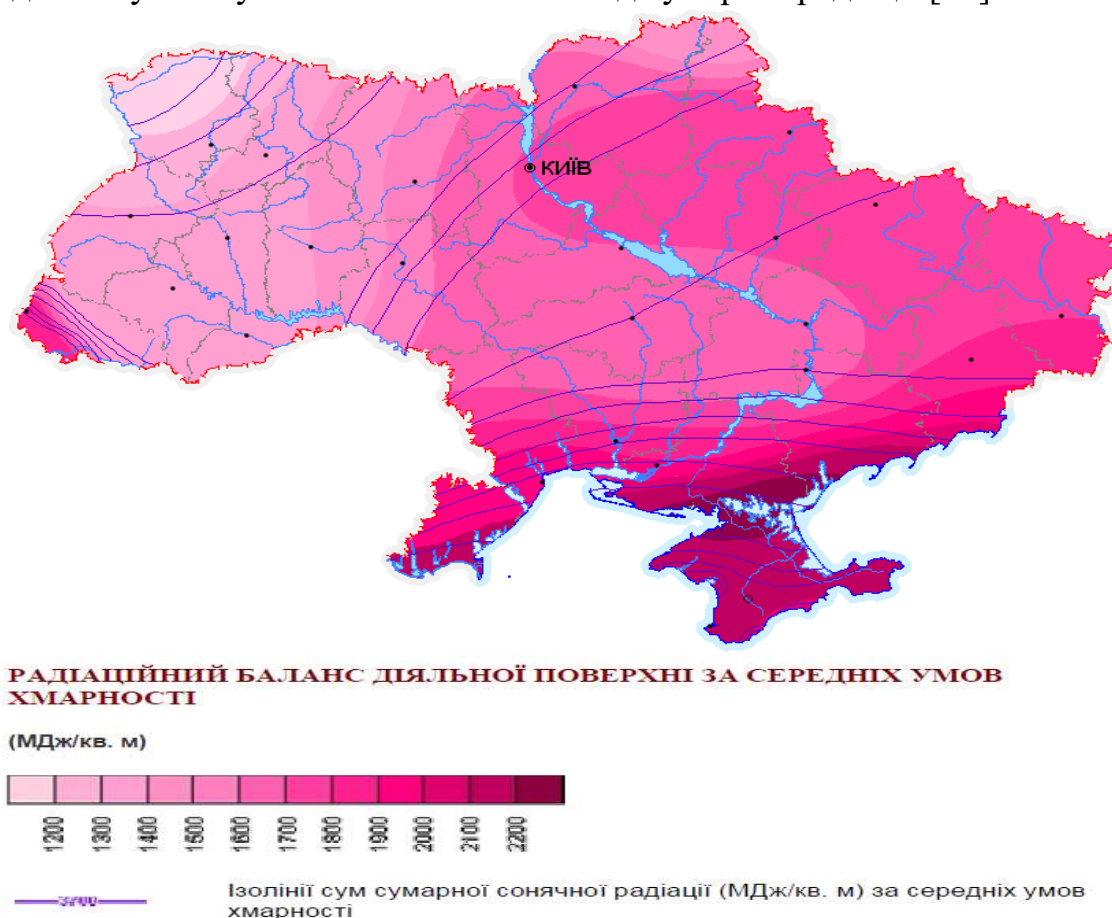


Рис.1.23 - Річний радіаційний баланс (МДж/м²) для території України [6].

Термічний режим. Розподіл температури повітря по території України зумовлений географічним положенням, радіаційним режимом, циркуляцією атмосфери та підстильною поверхнею.

Вплив кожного з перелічених факторів протягом року не рівнозначний, що зумовлює значні температурні контрасти. У зимовий сезон температурний режим формується здебільшого під впливом циркуляції атмосфери, а роль сонячної радіації зменшується. Регіони, які знаходяться під впливом повітряних мас із Середземного і Чорного морів, є найтеплішими - це західні та південно-західні частини України (басейни Західного і Південного Бугу, Дністра й Прип'яті). В міру просування на схід і північний схід (середнє і верхнє Подніпров'я, басейн Сіверського Дінця) більш ймовірні вторгнення повітря з Азії та Арктики й відповідно тут відмічається найнижча температура повітря.

Влітку термічний режим визначається значною інтенсивністю сонячної радіації, слабкою адвекцією, а також характером підстильної поверхні. Роль атмосферної циркуляції послабляється, зменшуються контрасти температури і їх поле стає більш однорідним.

Одним з основних показників температурного режиму є середня місячна температура повітря, яка характеризує загальний температурний фон території. Для аналізу розподілу цієї характеристики, а також й інших кліматичних та метеорологічних чинників весняного водопілля, використані дані "Кліматичного кадастру України" [24]. У цьому виданні використано всю наявну метеорологічну інформацію за тридцятирічний період (1961 – 1990 рр.), який ВМО обрала за стандартний, що відображає сучасні кліматичні умови. За даними [23, 25] відмінності в середньобогаторічних значеннях, отриманих за період 1961-1990 рр. і за весь період спостережень, незначні і становлять для температур повітря 0,1-0,5 °С, а для опадів - 1-5 мм. Для характеристики екстремальних значень залучено дані за весь період спостережень.

В табл.1.1 та 1.2 представлені температурні характеристики за даними метеостанцій, розташованих на рівнинній частині України. Природно середні річні й середні місячні температури повітря змінюються у напрямку з півночі на південь - від 6.6-6.9 °С (Суми, Житомир) до 10-10.1 °С (Миколаїв, Одеса). Стосовно екстремумів, то найнижча річна температура (3,5 °С) спостерігалась на ст. Дружба (Сумська область) у 1987 році, а найвища (12,1 °С) - на ст. Білгород-Дністровський (Одеська область) у 1990 році. Якщо аналізувати екстремальні місячні температури, то тут зберігається закономірність розташування максимумів на півдні території й мінімумів на півночі, а що стосується часових тенденцій, то 75% всіх екстремумів спостерігалось у кінці XIX - першій половині XX сторіччя.

Таблиця 1.1 - Середня місячна і річна температура повітря (°С) на рівнинній території України

<i>Станція</i>	<i>I</i>	<i>II</i>	<i>III</i>	<i>IV</i>	<i>V</i>	<i>VI</i>	<i>VII</i>	<i>VIII</i>	<i>IX</i>	<i>X</i>	<i>XI</i>	<i>XII</i>	<i>Рік</i>
<i>Суми</i>	-7,7	-6,4	-1,1	7,9	14,9	18,0	19,2	18,2	13,0	6,6	0,6	-4,1	6,6
<i>Житомир</i>	-6,0	-4,6	-0,1	7,7	13,9	17,0	18,0	17,4	13,0	7,4	1,8	-2,7	6,9
<i>Київ</i>	-5,6	-4,2	0,7	8,7	15,2	18,2	19,3	18,6	13,9	8,1	2,1	-2,3	7,7
<i>Львів</i>	-4,6	-3,1	1,1	7,7	13,2	16,1	17,3	16,8	13,0	8,0	2,5	-2,1	7,2
<i>Полтава</i>	-6,6	-5,3	-0,1	8,8	15,4	18,7	20,1	19,4	14,3	7,6	1,5	-3,1	7,6
<i>Умань</i>	-5,7	-4,2	0,4	8,5	14,6	17,6	19,0	18,2	13,6	7,6	2,1	-2,4	7,4
<i>Харків</i>	-7,0	-5,7	-0,3	8,9	15,6	19,0	20,4	19,5	14,1	7,3	1,3	-3,3	7,5
<i>Луганськ</i>	-5,9	-4,8	0,8	10,0	16,3	19,9	21,7	20,6	15,0	7,9	2,4	-2,2	8,5
<i>Дніпро</i>	-5,5	-4,1	0,8	9,4	16,0	19,6	21,3	20,6	15,4	8,4	2,5	-2,1	8,5
<i>Херсон</i>	-3,0	-1,8	2,3	10,0	16,0	19,9	21,9	21,3	16,4	9,8	4,4	0,1	9,8
<i>Миколаїв</i>	-3,1	-1,8	2,6	10,2	16,5	20,4	22,3	21,8	16,9	10,3	4,4	-0,1	10,0
<i>Одеса</i>	-1,7	-1,0	2,6	9,0	15,1	19,4	21,4	21,2	17,1	11,1	5,9	1,4	10,1

Таблиця 1.2 - Найнижча та найвища середньомісячна температура повітря (°C) на рівнинній території України

<i>Характеристика</i>	<i>I</i>	<i>II</i>	<i>III</i>	<i>IV</i>	<i>V</i>	<i>VI</i>	<i>VII</i>	<i>VIII</i>	<i>IX</i>	<i>X</i>	<i>XI</i>	<i>XII</i>	<i>Рік</i>
Найнижча	-17,5	-19,7	-10,5	-0,6	6,6	10,7	12,8	12,3	8,3	0,9	-7,5	-14,3	3,5
Рік	1987	1954	1952	1929	1864	1864	1864	1864	1870	1920	1993	1839	1987
<i>Станція</i>	<i>Семенівка, Глухів</i>	<i>Біловодськ</i>	<i>Глухів</i>	<i>Дружба</i>	<i>Тернопіль</i>	<i>Тернопіль</i>	<i>Тернопіль</i>	<i>Тернопіль</i>	<i>Тернопіль</i>	<i>Суми</i>	<i>Полтава</i>	<i>Луганськ</i>	<i>Дружба</i>
<i>Характеристика</i>													
Найвища	5,2	5,9	9,3	15,0	21,9	24,7	27,9	27,0	21,7	17,0	12,7	7,1	12,1
Рік	1936	1925	1990	1975	1872	1901	1938	1839	1924	1918	1923	1960	1990
<i>Станція</i>	<i>Болград</i>	<i>Ізмаїл</i>	<i>Болград</i>	<i>Луганськ</i>	<i>Миколаїв</i>	<i>Дніпро, Генічеськ</i>	<i>Луганськ</i>	<i>Дніпро</i>	<i>Ізмаїл</i>	<i>Генічеськ</i>	<i>Ізмаїл</i>	<i>Білгород- Дністров- ський</i>	<i>Білгород- Дністров- ський</i>

Оцінкою можливих тенденцій до змін у величинах середньорічної температури повітря внаслідок регіональних і глобальних змін клімату займалося багато українських вчених. Так, за даними багаторічних досліджень, результати яких узагальнені в сучасній монографії «Клімат України» [23], встановлено, що за віковий період спостережень відмічається підвищення середньорічної температури повітря: на Поліссі та у Лісостепу на 0,7-0,9 °С, у степовій зоні – на 0,2-0,3 °С. Найбільш відчутним воно стає у зимовий (до 1,5 °С у Поліссі і Лісостепу і 0,7 °С – у степовій зоні) і весняний (за рахунок березня) – в цілому до 0,8 °С, сезони, тобто перші місяці року. Для січня таке підвищення температури повітря досягає 2,0 °С на 100 років. За період 1991-2000 рр. потепління на території нашої країни спостерігається в усі місяці року [23].

Аналогічні результати представлені в роботі М.І. Кульбиди, М.Б. Барабаш та ін. [25]. За даними цих авторів встановлено, що за останнє сторіччя в зоні мішаних лісів і Лісостепу підвищення середньорічної температури повітря становить 0,8-1,1 °С, в степовій – на 0,3-0,5 °С, в середньому по території – на 0,8 °С. Найбільші додатні аномалії також було відмічено у зимові і весняні місяці. За даними В.Ф. Мартазінової і Т.А. Сverdлик (2001), зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря у ХХ ст. призвели до потепління регіонального клімату в Україні при підвищенні температури повітря, особливо у зимові місяці – до 2 °С [26].

В.В. Гребенем [27] на основі аналізу багаторічної мінливості середньорічних температур повітря по даних 81 метеостанції на території України, також як й попередніми дослідниками, встановлено, що в період кліматичних змін (1989-2008 рр.) в середньому за рік спостерігається підвищення температури повітря на 0,8 °С.

В ході аналізу багатолітньої змінності кліматичних характеристик – температури повітря і опадів, на території басейнів річок Подільської височини Н.С. Лободою і С.В. Мельником в роботі [28], встановлено, що за більш ніж 100-річний розрахунковий період середньорічна температура повітря зросла на 0,8 °С, а за період після воєнних часів 1945-2006 рр. – на 0,5 °С.

Найбільш сучасним є дослідження колективу авторів з УкрГМІ [29]. В роботі [29] представлено ретроспективний аналіз середньомісячної температури атмосферного повітря по даних 185 гідрометеорологічних станцій України за період 1881-2010 рр. Аналіз проводився для 13 десятирічних періодів; 6 двадцятирічних періодів; 4 тридцятирічних періодів та 3 сорокарічних періодів.

За результатами аналізу автори [29] дійшли висновку, що середньомісячна температура повітря на території України у віковому ході найбільше відрізняється від десятиріччя до десятиріччя, найменше від тридцятиріччя до тридцятиріччя, а від сорокаріччя до сорокаріччя майже

не змінюється; найбільші відмінності характерні для холодного періоду, вони проявляються навіть за тридцятирічні періоди.

Останні дані про відхилення від кліматичної норми (1961-1990) середньої місячної температури повітря (°C) по місяцях і сезонах у порівнянні з 2013 р. наведені на сайті ЦГО України [30]. Більш наочним є графічне представлення цих даних, наведене на (рис.1.23-24). Як добре ілюструють наведені діаграми, практично всі відхилення є позитивними, як по сезонах, так і за рік в цілому.

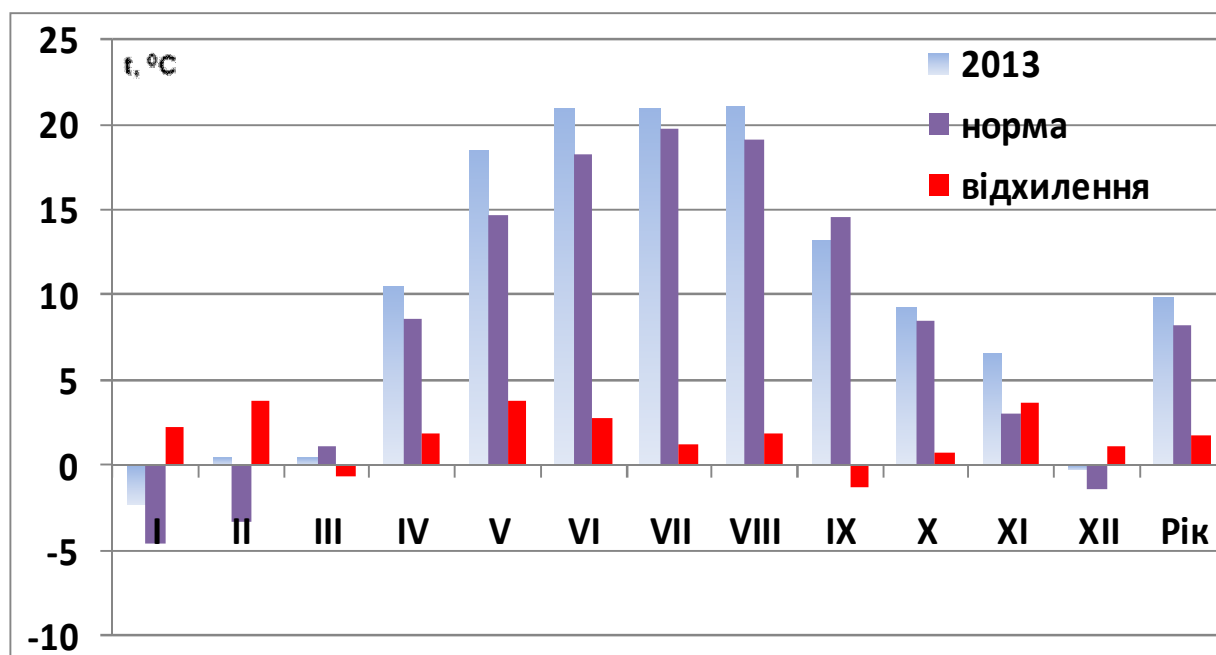


Рис.1.23 - Відхилення від норми середньої місячної температури повітря(°C) в Україні.

Отже наявні тенденції до змін температури повітря, перш за все в холодний період року, дозволяють очікувати й суттєві зміни умов формування й величин весняних водопіль на території рівнинної України [31-33].

Атмосферні опади є прихідною частиною водного балансу водозборів, їх кількість і розподіл протягом року значною мірою визначають водний режим річок і його регіональні особливості. Основною закономірністю просторового розподілу опадів на рівнинній частині України є їх зменшення з півночі і північного заходу на південь і південний схід. Такий розподіл зумовлений загальними циркуляційними факторами, проте, рельєф визначає регіональні особливості циркуляції та вносить істотні зміни у поле опадів. Найбільш зволеними частинами рівнинної України є північно-західні регіони, де річна кількість опадів коливається в діапазоні від 650 мм до 700 мм і вище у передгір'ях Українських Карпат (рис.1.25).

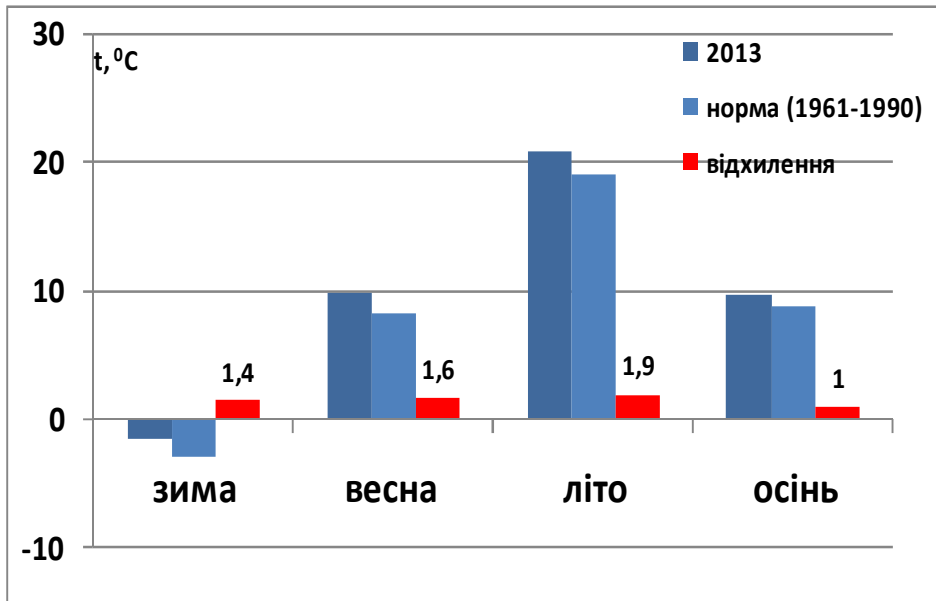


Рис.1.24 - Відхилення від норми середньої місячної температури повітря(°C) в Україні по сезонах.

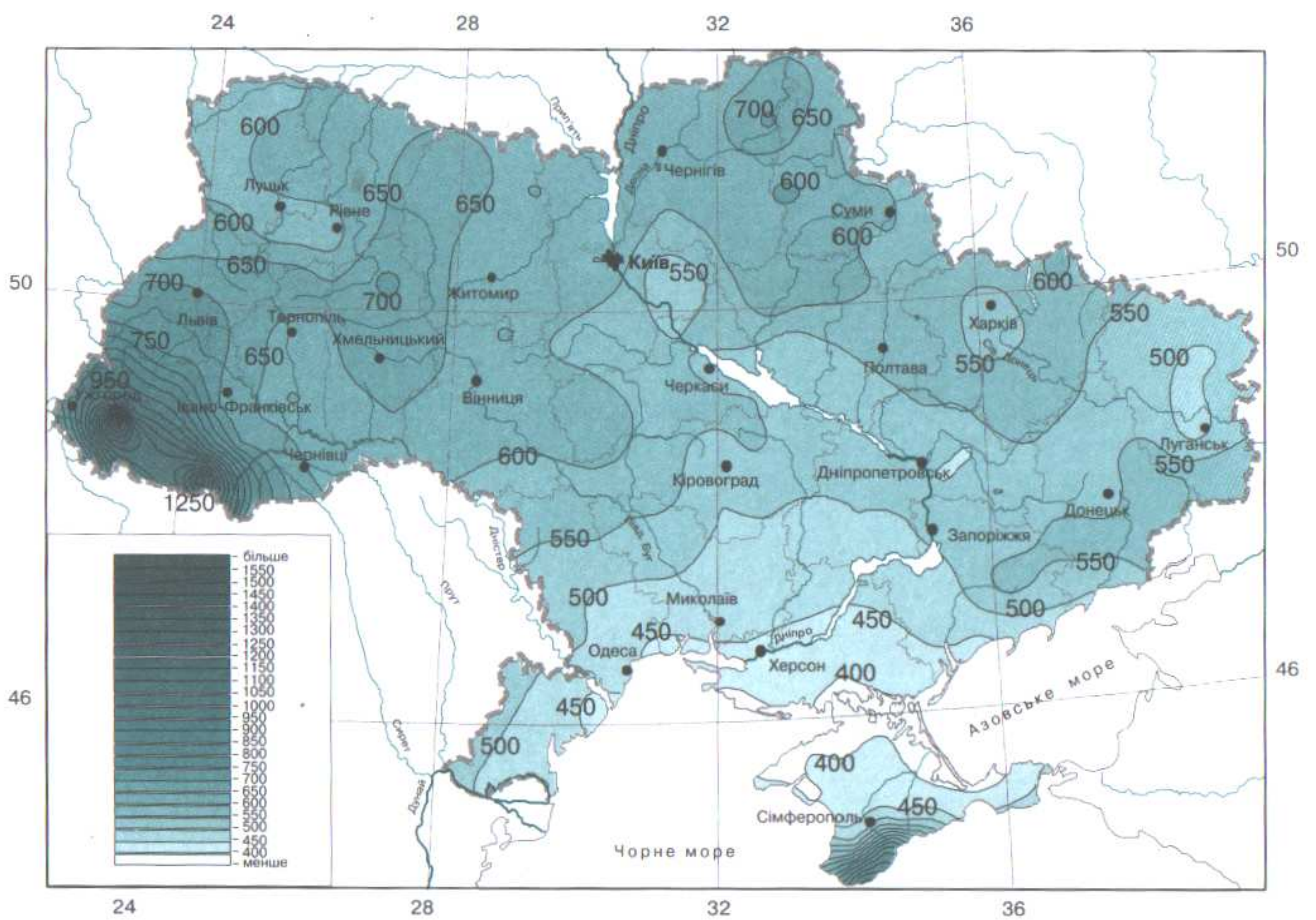


Рис.1.25 - Середня річна кількість опадів, мм [23].

У Лісостепу кількість опадів за рік коливається від 550-650 мм на північному сході до 500 мм на межі між Лісостепом і Степом. В межах степової зони України кількість опадів змінюється від 500 мм до 400 мм, найменша кількість опадів спостерігається у південній частині Степу, або так званій зоні недостатньої зволоженості. До цієї зони відносяться Одеська, Миколаївська, Херсонська області та рівнинна частина Криму. Тут відмічається зменшення опадів у напрямі на південь, зокрема на узбережжях Чорного й Азовського морів та у Присивашші опадів випадає ще менше - 380-400мм, що пов'язане з впливом бризової циркуляції [23].

Залежно від виду атмосферних опадів рік заведено розділяти на два періоди: холодний (листопад-березень), коли поряд з твердими опадами можуть випадати й рідкі, й теплий (квітень-жовтень) - з переважанням рідких опадів. У холодний період випадає 20-25 % , а у теплий - 75-80 % річної кількості опадів. Отже в Україні спостерігається континентальний тип річного ходу опадів, за якого кількість опадів теплого періоду втричі перевищує кількість опадів за холодний період року[25]. Такий розподіл найбільш виражений на височинах і у північних та північно-західних регіонах (зони широколистяних і змішаних лісів); характерна річна амплітуда опадів тут становить понад 50 мм. У зоні недостатнього зволоження річний хід опадів більш рівномірний, а його амплітуда зменшується до 25 мм.

Як вже відзначалось вище, в останні роки перед дослідниками постійно виникає питання можливих змін метеорологічних характеристик у зв'язку зі змінами клімату, й перш за все це відноситься до температури повітря та опадів. Цьому питанню присвячена велика кількість досліджень як на регіональному, так й на світовому рівні [34-40]. Одержані результати, особливо стосовно опадів, однозначними визнати не можна, а зміни опадів відрізняються великою просторовою мінливістю.

Одне з останніх і найбільш обґрунтованих досліджень щодо змін основних кліматичних показників для України виконано в УкрГМІ, його результати вже наводилися вище стосовно температури повітря [29]. Відносно опадів автори [29] виконали подібний аналіз за даними стаціонарних спостережень на метеорологічних станціях України. В залежності від регіону кількість опадів від місяця до місяця за останній період (1991-2010 рр.) змінюється по-різному. Найбільша відмінність у кількості опадів за два розглянутих періоди (1960-1990 та 1991-2010) відмічається взимку (від'ємний тренд) і восени (позитивний тренд). Діапазон спостережуваних тенденцій на рівні 10-15%, також як і в період 1961-1990 рр. Однак в окремі місяці відмічається перерозподіл кількості опадів. Зокрема, спостерігається суттєва тенденція (до 70 % норми) до зниження опадів на окремих територіях в зимовий період (південний захід, частина Вінницької та Одеської областей) особливо у грудні й січні. Підвищення кількості опадів у березні (на північному заході, в центральній частині Дніпропетровської, південних районах Донецької,

Запорізької областей кількість опадів становила 140-160% норми), травні (на півдні країни до 120-140 % норми), липні та серпні теж на окремих територіях. Суттєвим є зростання опадів практично на всій території в осінні місяці, особливо у вересні й жовтні (140-180 % норми).

Результати отримані за даними до 2010 року підтверджуються і даними за 2013 рік, наведеними на сайті ЦГО [29-30]. Як добре ілюструють рисунки (1.26-1.27), у 2013 році збереглися попередні тенденції, а саме суттєве збільшення опадів восени та в березні, і значне зменшення у грудні і січні.

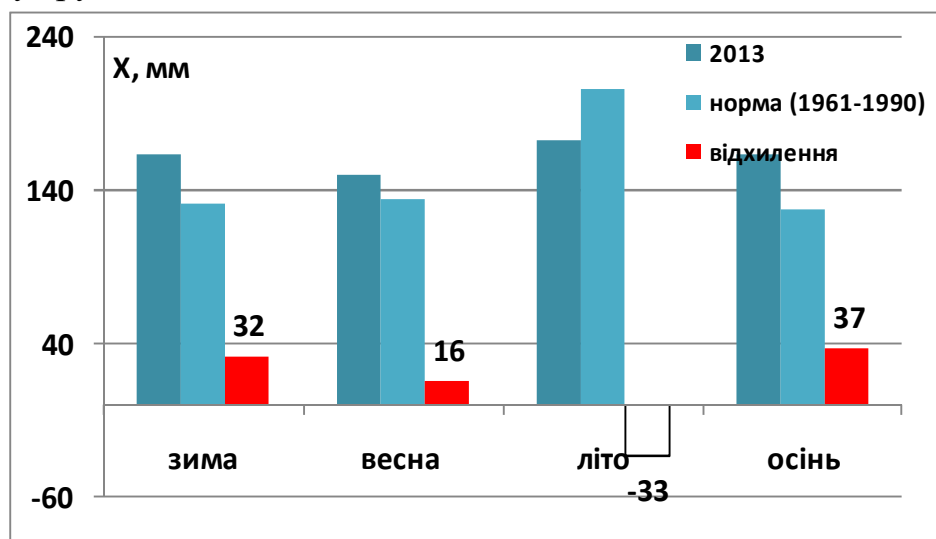


Рис.1.26 - Відхилення від норми середньої кількості опадів (мм) в Україні по сезонах за 2013 рік.

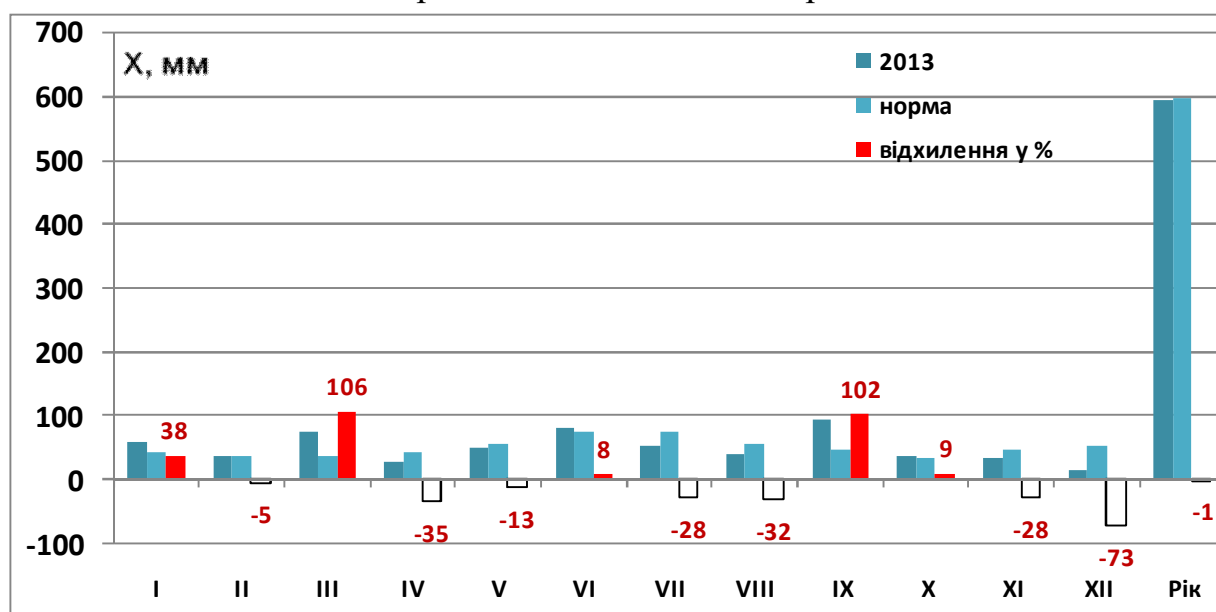


Рис.1.27 - Відхилення від норми середньої кількості опадів (мм) в Україні за 2013 рік.

Тим не менш, середні значення кількості опадів за холодний, теплий періоди та за рік в цілому змінилися не суттєво. Отже вони досить стійкі у часі і знаходяться у межах кліматологічної норми (рис.1.27).

Сніговий покрив істотно впливає на формування клімату у зимовий сезон і є одним з основних факторів весняних водопіль на рівнинній території України. Завдяки високій відбивній та випромінювальній здатності сніг різко зменшує радіаційний баланс і сприяє охолодженню нижніх прилеглих до нього шарів повітря й формуванню над значною територією суші стійких антициклонів [23,25].

Дати утворення, руйнування та розподіл снігового покриву значною мірою зумовлюються підстильною поверхнею. Внаслідок розвіювання й перенесення снігу вітром його початковий розподіл може суттєво змінитися, особливо у районах із переважанням сильного вітру та пересіченої місцевості. На (рис.1.28) представлено дати утворення стійкого снігового покриву на території України.

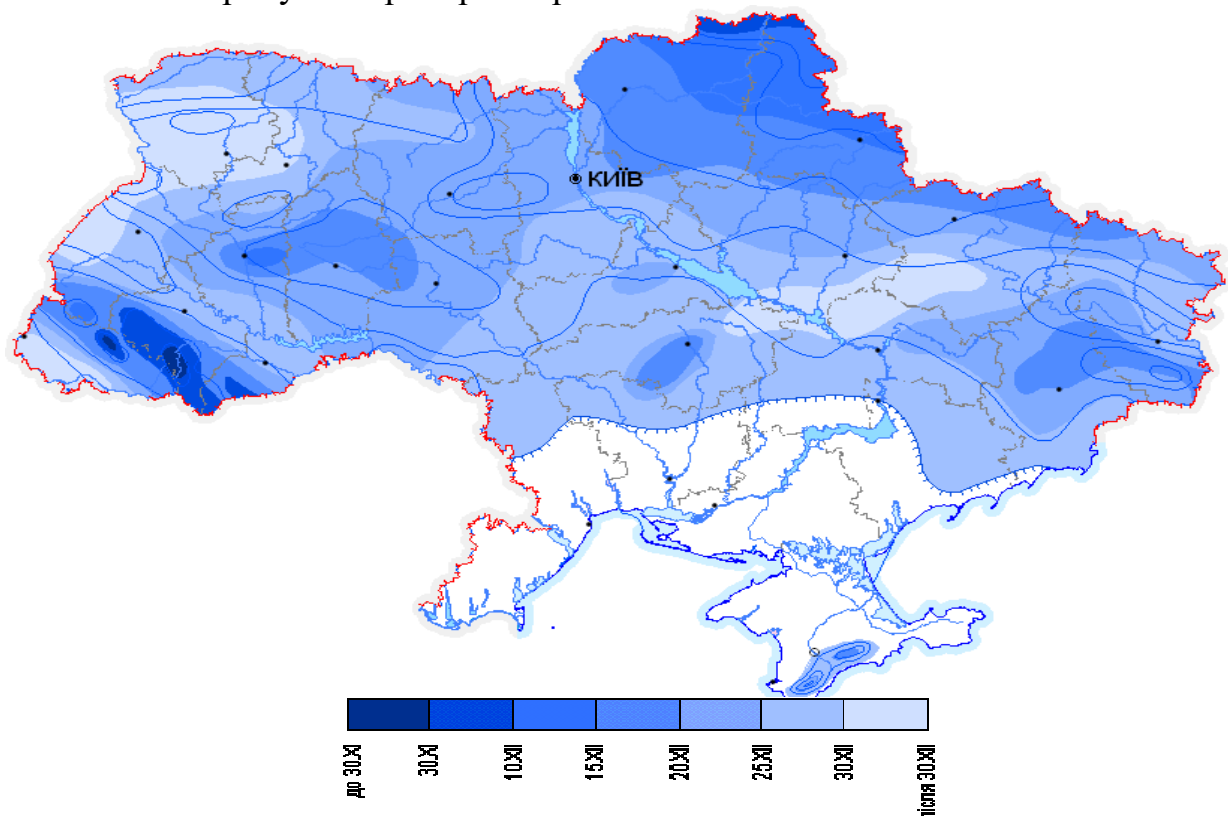


Рис.1.28 - Територіальний розподіл дат утворення стійкого снігового покриву в Україні [6].

На рівнинній території найбільш ранні дати (30.XI) характерні для північно-східних регіонів (басейни Десни та Сейму), в міру просування на південь дати змінюються на більш пізні, досягаючи на півдні 25-20.XII. Закономірна зміна з більш пізніх на більш ранні дати у напрямі з півночі на південь в окремих регіонах порушується, як вже було відмічено вище, завдяки місцевим кліматичним особливостям і під впливом підстильної поверхні.

Так, на крайньому заході (верхів'я правобережних приток Прип'яті та Західного Бугу) відмічаються найбільш пізні дати утворення стійкого

снігового покриву (після 30.XII) під впливом теплих повітряних мас з Атлантики, в той же час для лівобережних приток Дністра, особливо в межах найбільш високих відміток Подільської височини, відмічаються більш ранні дати (15-20.XII). Подібна картина спостерігається також в межах Донецького кряжу. Загальний розподіл запасів води у сніговому покриві подібний до розподілу висоти снігу - з посиленням континентальності клімату і збільшенням висоти місцевості зростають запаси води в снігу. На більшій частині досліджуваної території у третій декаді грудня запасів води у сніговому покриві становить близько 10мм, наприкінці січня зростає до 15-20 мм, а в лютому та першій декаді березня - до 20-30мм.

За даними [23] середній з найбільших запасів води за зиму у сніговому покриві відмічається наприкінці лютого і досягає у північно-східних регіонах 50-60мм, на більшій частині країни - 30-40 мм, а в південних районах становить 20-30 мм. Найменший максимум запасу води коливається від 3 мм на Причорноморській низовині до 15 мм на півночі степової зони; найбільші значення коливаються від 40мм на Причорноморській низовині до 180 мм - на північному сході та на Донецькому кряжі.

В умовах змін клімату природно виникає питання щодо змін всіх метеорологічних чинників формування стоку річок і максимальних снігозапасів в тому числі. В роботі [31] представлений аналіз зміни гідрометеорологічних характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України станом на 2010 рік. Показано, що для гідрометеорологічних характеристик зимово-весняного сезону (за винятком максимальних снігозапасів) спостерігаються значущі від'ємні (крім температур повітря) тренди багаторічних часових рядів спостережень. Для максимальних снігозапасів значущі коефіцієнти кореляції мають місце лише на річках півдня України.

На момент виконання цього дослідження є можливість оцінити наявність трендів у рядах максимальних снігозапасів, використовуючи дані останніх років. На (рис.1.29-1.30) представлені хронологічні графіки ходу досліджуваної величини по основних природних зонах України.

Аналізуючи представлені на діаграмах часові тенденції, слід відмітити, що в більшості випадків тренди у хронологічному розподілі максимальних снігозапасів відсутні, коефіцієнти кореляції не значущі. Лише в зоні мішаних лісів (м/с Глухів, басейн р. Десна) спостерігається не значна тенденція до зменшення досліджуваної величини, але коефіцієнт кореляції й в цьому випадку відноситься до категорії не значимих ($r = 0.17$; $2\sigma_r = 0.24$; $\Rightarrow r < 2\sigma_r \Rightarrow$ коефіцієнт кореляції не значущий [41]). Отриманий результат добре узгоджується з результатами наведеними вище, а саме, підвищенням кількості опадів і зменшенням температури повітря у березні за останні роки (рис.1.24, 1.27).

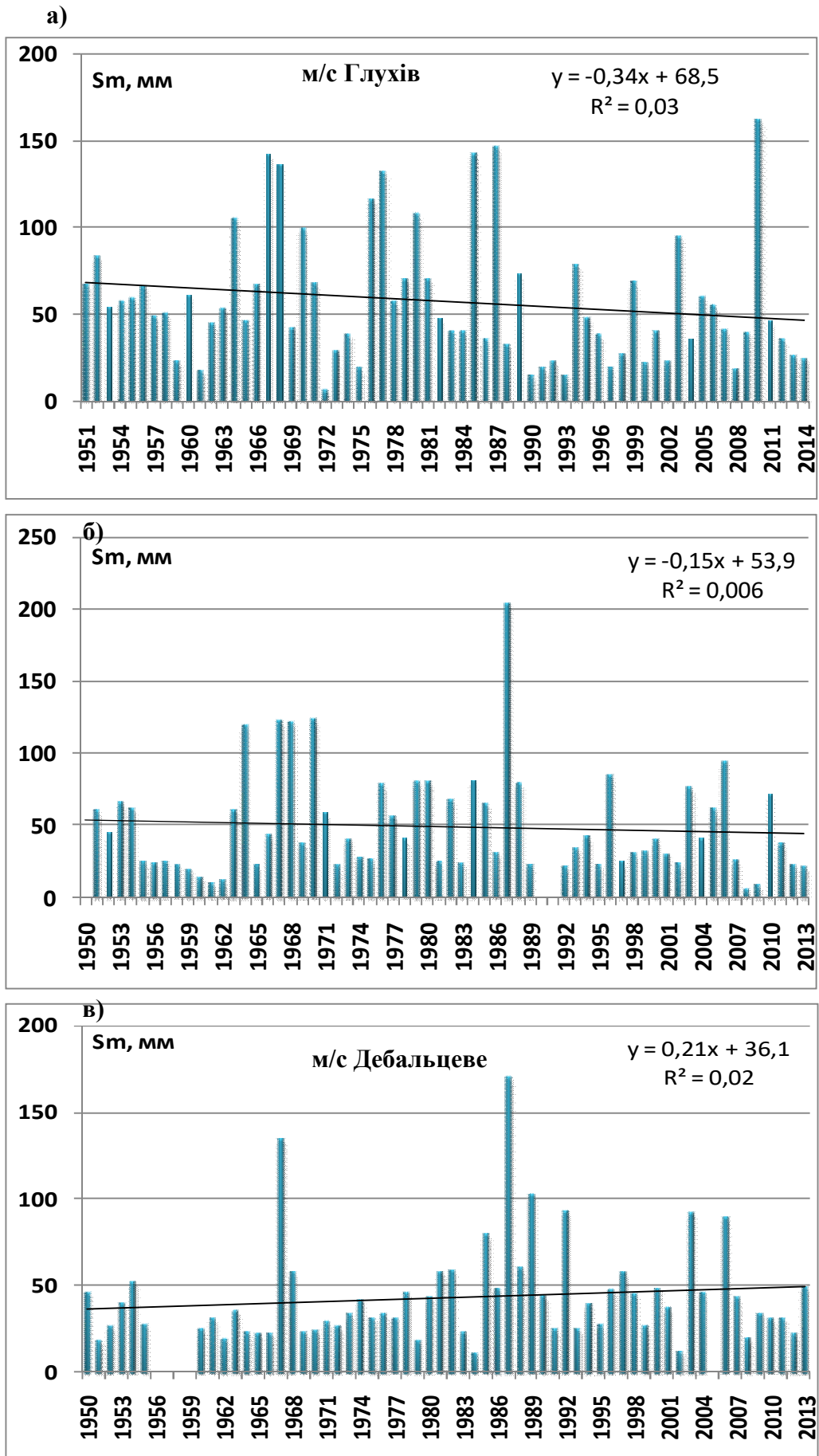


Рис.1.29 - Хронологічні графіки ходу максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля: а) зона мішаних лісів; б) Лісостеп; в) Степ.

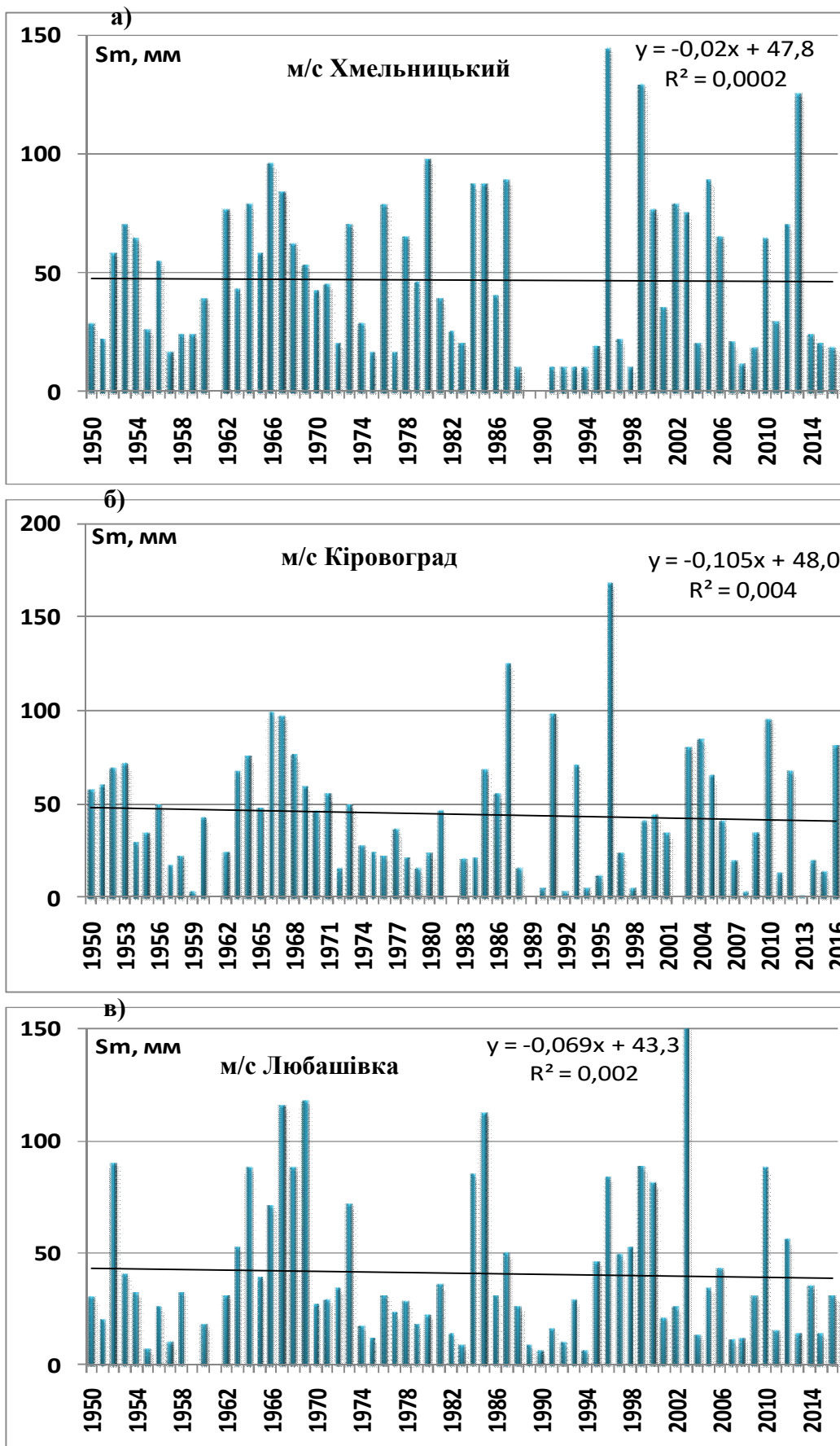


Рис.1.30 - Хронологічні графіки ходу максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля: а) зона широколистяних лісів; б) Лісостеп; в) Степ.

1.3.2 Фактори підстильної поверхні

Розглянуті в попередньому пункті метеорологічні та кліматичні фактори формування весняного водопілля відносяться до категорії зональних і визначають загальні закономірності формування гідрологічного режиму річок та його окремих фаз. Зональні фактори дають уяву про розподіл територією характеристик так званого типового стоку річок даної природної зони.

Тим не менш, достатня кількість водних об'єктів за своїми індивідуальними характеристиками можуть суттєво відрізнятися від середніх зональних. Чим менша річка, тим більші її індивідуальні особливості - рельєф, ґрунтовий і рослинний покрив, характер русла та ін.

Причини, які призводять до відхилення у гідрологічному режимі водного об'єкта у порівнянні із зональним, складають групу факторів *підстильної поверхні* або *азональних факторів*. До них можна віднести: розмір водозбору, характер ґрунтів, ступінь його розчленування, залісеності, заболоченості, закарстованості, звивистість русла та ін. [19]. Велика кількість класичних [42-46] і сучасних [47-51] досліджень присвячена вивченню впливу різних факторів на стік річок, але більшість з них відноситься до річного стоку.

Що стосується безпосередньо весняного водопілля, то за даними [46] до основних факторів підстильної поверхні тут можна віднести: рельєф, характер снігового покриву і ґрунтів, які суттєво впливають на інтенсивність віддачі талої води із снігу в ґрунт, зумовлюючи її акумуляцію й перерозподіл, як в самому снігу, так й на поверхні басейну.

Вплив різних типів підстильної поверхні на величину максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля на рівнинних річках України. Коли розглядається питання впливу підстильної поверхні на величину й розподіл снігового покриву, перш за все, мається на увазі вплив лісу. Протягом багатьох років на основі багаторічного досвіду спостережень і подальших потім вимірювань висоти снігового покриву, вважалося загальноновизнаним, що в лісах накопичується снігу більше, ніж на відкритій місцевості, тому що сніговий покрив в лісостанах буває зазвичай більш глибоким.

Питанням про співвідношення снігу на відкритих частинах басейну і в лісі займалися в свій час Г.Р. Ейтінген (1938), Г.Д. Ріхтер (1945), А.Д. Дубах (1951), В.Д. Комаров (1959), П.П. Кузьмін (1960), В.В. Салазанов (1964), А.Б. Крижановська (1965), Л.Т. Пашова (1965), А.І. Суботін (1966), В.В. Рахманов (1971), Л.К. Вершиніна (1972), О.І. Крестовський (1985), Є.Д. Гопченко (2001,2005), Ж.Р. Шакірзанова (2005) та ін. Автором цього дослідження також розглядалося це питання на прикладі басейнів Сіверського Дінця [52], Прип'яті [53] та Дністра [54], а

також при аналізі умов формування катастрофічних водопіль на території України в цілому [55].

Коротке резюме результатів попередніх досліджень представлено нижче.

Аналіз перших даних снігозйомок, проведений Т.І.Велікановою, Е.С. Змійовою, Т.Т. Макаровою, В.Н. Паршиним та іншими гідрологами, дозволив зробити певний висновок про те, що в лісах різних річкових басейнів в середньому на 10-20% снігу більше (у перерахунку на воду), ніж на відкритій місцевості [45]. Тривалі регулярні снігозйомки дають все нові його підтвердження. Причому дані цих снігозйомок на метеостанціях відносяться не до окремих типів лісонасаджень, а в середньому до всіх лісів річкових басейнів, тому що пункти для вимірювань вибиралися в лісах найбільш типових (репрезентативних) в даній місцевості, а снігозапаси в басейнах виходили осередненими (зі зважуванням площ) результатами зйомок всіх метеостанцій, що знаходяться в цих басейнах.

За матеріалами спостережень у лісі і в полі Г.Р. Ейтінгенем (1938) [56] наведені матеріали, які дозволяють стверджувати, що за накопиченням снігу різні види рослинного покриву розташовуються у такому низхідному порядку:

- 1) листяний ліс (береза, дуб), галявини, невеликі лісосіки;
- 2) сосновий ліс і великі відкриті майданчики (поля, луки);
- 3) ялинники.

При цьому в ялинниках запаси води в сніговому покриві становлять 40-60 % від запасу в листяному лісі. Чим більш зімкнутий ліс, тим менша частка снігових опадів доходить до землі.

Сніг на полях і на відкритих ділянках зазвичай буває сильно ущільнений, а в лісі лежить пухким шаром. Незважаючи на меншу потужність снігового покриву, в полі зазвичай запас води у снігу значно більший, ніж у лісі. Пояснюється це тим, що крони дерев затримують значну частину снігу, який випаровується, не досягнувши землі. Чим густіші крони дерев і деревостій, тим більша кількість снігу затримується на гілках. Так, за Н.С. Нестеровим [57], в підмосковних лісах затримується в кронах дерев і не досягає землі в березовому лісі 4-5 % всього снігу, в сосновому - 20-35 %, в ялинниках - 50-55 %. Особливо велика кількість снігу затримується на гілках при випаданні снігу з температурою, близькою до 0 °С.

У відкритих місцях на ділянках зі збереженим травостоем сніг накопичується у великій кількості, у той час як на ділянках зі скошеною або витравленою худобою травою сніг майже відсутній і замінюється лише крижаною кіркою; ділянки з незкошеною травою або із залишеними на зиму стеблами кукурудзи, соняшнику є суцільним заметом. Такий же сніговий замет представляють і густі чагарники, розкидані серед полів.

В.Н. Паршин [57], вивчаючи розподіл снігового покриву в північних районах Росії, наводить такі середні значення перевищення максимальних

снігозапасів в лісах над снігозапасами у полі: змішані ліси середньої густоти, рідкі соснові ліси і невеликі галявини в лісі - 20-30%, хвойні ліси середньої густоти - 5-10%, запас води в сніговому покриві в ярах - в 2-3 рази перевищує середній запас води у снігу на відкритій місцевості. Приблизно такі ж результати отримані В.В. Рахмановим [58] за матеріалами паралельних снігозйомок 84 гідрометеостанцій і постів Європейської території СРСР.

Співвідношення між снігозапасами в лісі і полі змінюється в залежності від характеру лісу – його щільності, віку, породи, а також від кліматичних і метеорологічних умов зими. Так, П.П. Кузьмін [59] вважає, що в середньому накопичення снігозапасів у полі і в лісі знаходяться у таких співвідношеннях: у листяному більше, ніж у полі на 28%, у сосновому лісі більше, ніж у полі, але всього на 4%, а в ялиновому - снігозапаси менші, ніж у полі на 10%. На думку інших авторів [56-58,60, 61-64], на початок весни снігу в лісах накопичується більше, ніж в полі.

За багаторічними спостереженнями Підмосковної водобалансової станції, снігозапаси під березовим лісом були на 20% більші, ніж на відкритих польових ділянках, а під пологом ялинового лісу – вони були менші. В цілому доволі численні літературні дані свідчать, що в зімкнутих ялинових лісах, зазвичай буває менше снігу, ніж на відкритих місцях. В лісах зі значною часткою листяних порід снігу накопичується більше, чим у полі. Разом з тим, снігозапаси в лісі значно розрізняються в залежності від регіональних особливостей і пов'язаних з ними погодних умов. При сильних снігопадах крізь крони надходить більше опадів, ніж при слабких. Сильний вітер сприяє скиду снігу з крон дерев; в тиху погоду снігоутримання кронами збільшується. При температурах повітря, близьких до 0 °С, 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.

Значення коефіцієнтів снігонакопичення $k_{\text{л}}$ для різних басейнів лісової та лісостепової зон, за даними деяких авторів, наведені в табл. 1.3, а на (рис.1.31-1.32) показані залежності, визначені для річок рівнинної частини України, зокрема, для Сіверського Дінця (лісостепова і степова зони), Десни (зона мішаних лісів) і Дністра (широколистяна й лісостепова зони).

Таблиця 1.3 - Значення коефіцієнтів снігонакопичення у лісі $k_{\text{л}}$

Район дослідження (басейни)	$k_{\text{л}}$	Автор досліджень, джерело відомостей
Верхній Дніпро	1,39	В.В. Салазанов [57]
р. Сож, Верхній Дніпро	1,31	Л.Т. Пашова [61]
р. Березина, р. Друть		Л.Т. Пашова [61]
річки Білорусі	1,16	Ж.Р. Шакірзанова [66]
р. Дніпро	1,15	Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук [67]
р. Десна	1,13	Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук [67]
р. Сіверський Донець	1,36	Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук [52]
р. Дністер (матеріали Молдавської ВБС)	1,29	В.А. Овчарук, Є.Д. Гопченко, А.В.Траскова [68]
р. Південний Буг	1,18	Ж.Р. Шакірзанова, А.О. Казакова[65]
Рівнинні річки України	1,21	Овчарук В.А. [55,69]

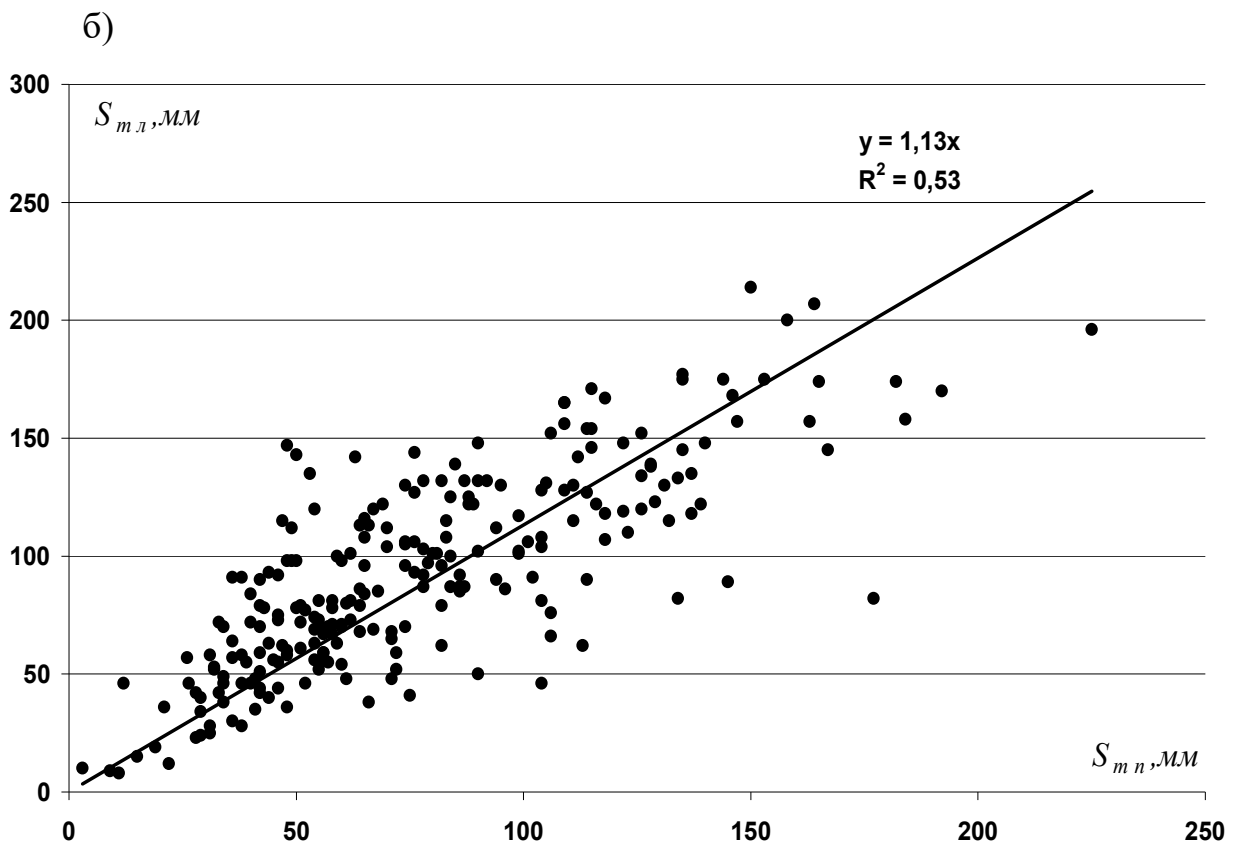
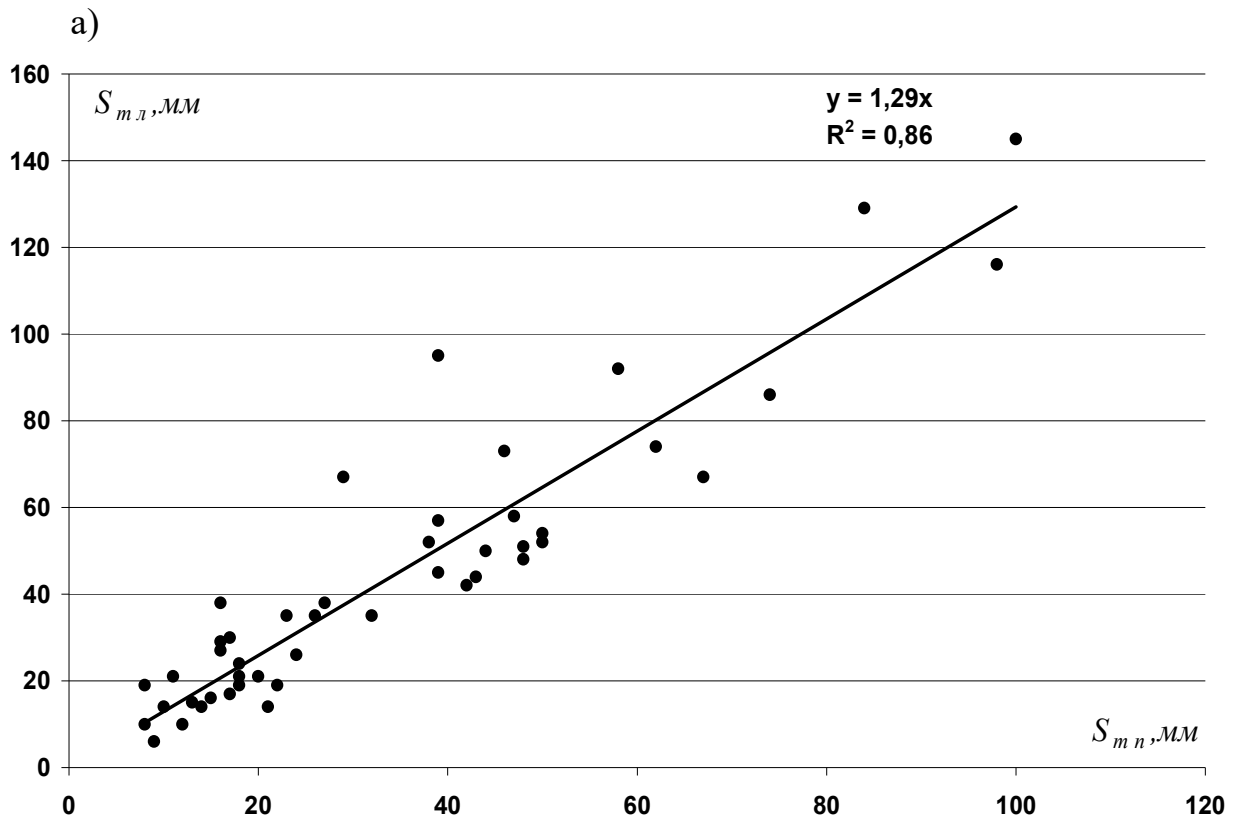


Рис. 1.31 - Порівняння максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля у лісі (вісь ординат) і в полі (вісь абсцис) в басейні р. Дністер (а) та в басейні р. Десна (б).

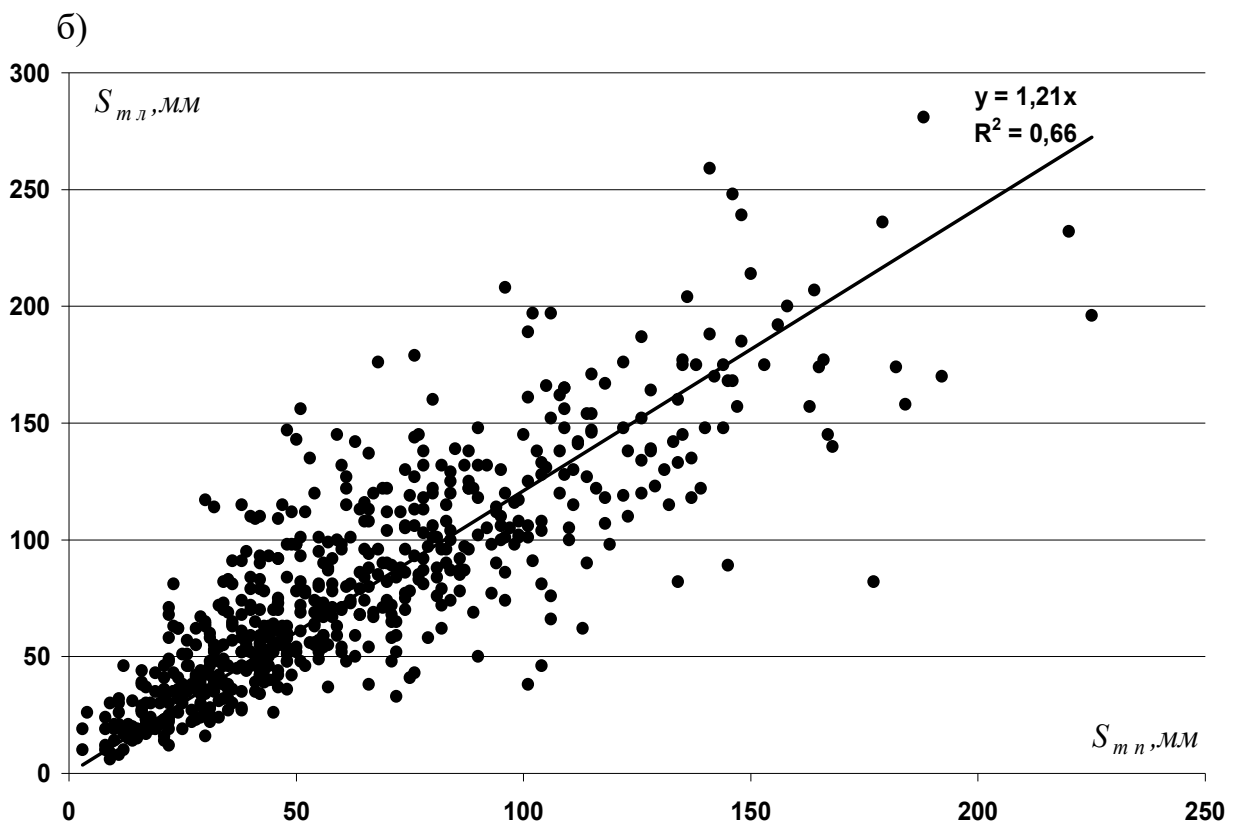
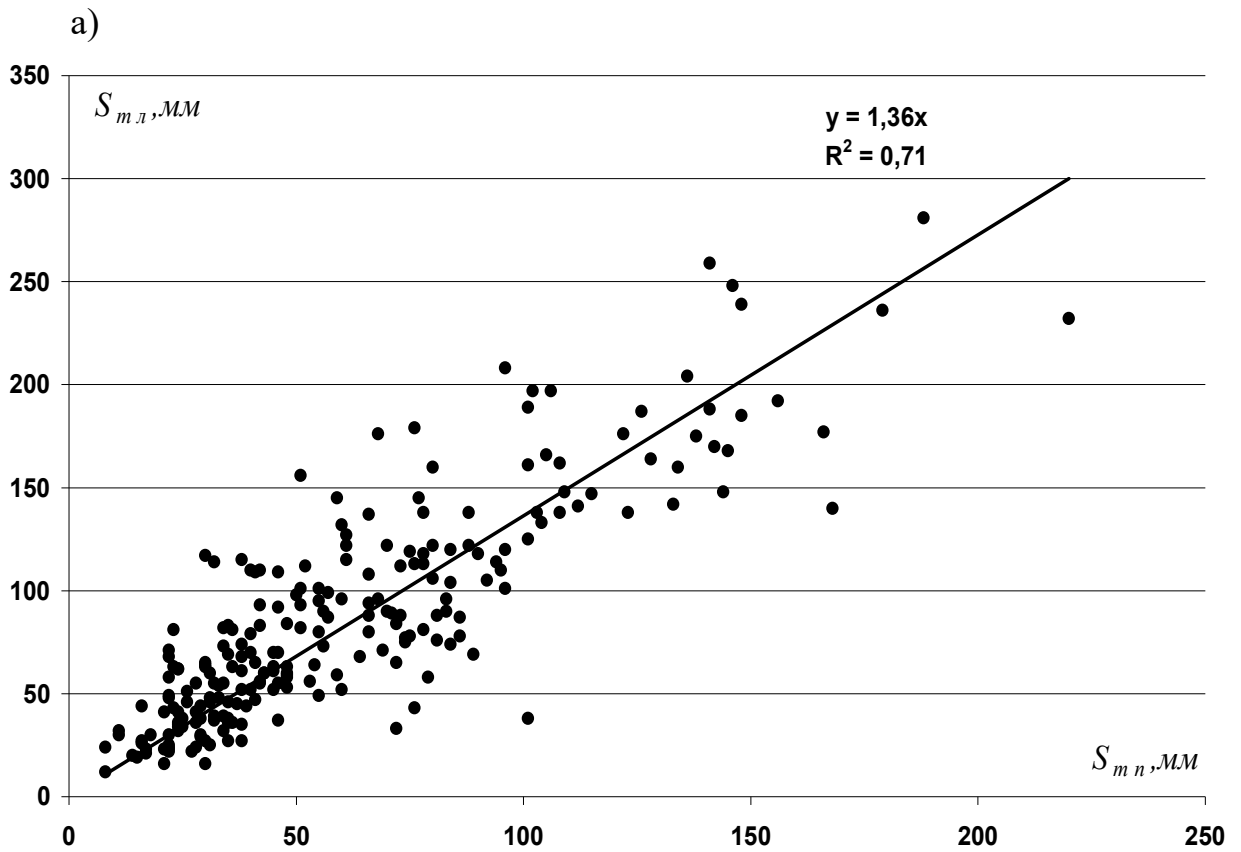


Рис. 1.32 - Порівняння максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля у лісі (вісь ординат) і в полі (вісь абсцис) в басейні р. Сіверський Донець (а) і на території басейнів рівнинних річок України в цілому (б).

Таким чином, на основі аналізу залежностей по окремих басейнах, надалі пропонується використовувати осереднене значення коефіцієнта k_L , визначене за результатами більш ніж 500 снігозйомок (з коефіцієнтом кореляції $r = 0,81$) для всієї рівнинної території в цілому (рис. 1.32). Співвідношення між максимальними снігозапасами в полі (S_{m_n}) і в лісі (S_{m_L}) можна представити рівнянням прямої, що виходить з початку координат, причому

$$S_{m_L} = 1,21S_{m_n}. \quad (1.1)$$

Таким чином, при розрахунках максимального стоку річок України в період весняного водопілля снігозапаси на басейні повинні визначатися як середньозважене значення, тобто

$$S_{m_{\text{сєр.зє}}} = S_{m_n} (1 + 0,21f_L), \quad (1.2)$$

де f_L - відносна залісенність (в частках від одиниці).

Вплив інших типів підстильної поверхні на величину максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля на прикладі басейну Дністра досліджено у роботах автора у співавторстві з А.В. Трасковою [54, 68].

За даними Молдавської воднобалансової станції, за результатами снігозйомок побудовані залежності для різних типів підстильної поверхні - улоговини, сади, рілля й озима пшениця.

Відомо, що під впливом вітру з вододільних просторів, навітряних схилів пагорбів і прибалкових плато сніг здувається в яри, балки, лоцини і руслову мережу водотоків. Особливо велике значення снігу, накопиченого в яружно-балковій мережі у малосніжні зими, коли за рахунок цього снігонакопичення майже повністю формується весняне водопілля.

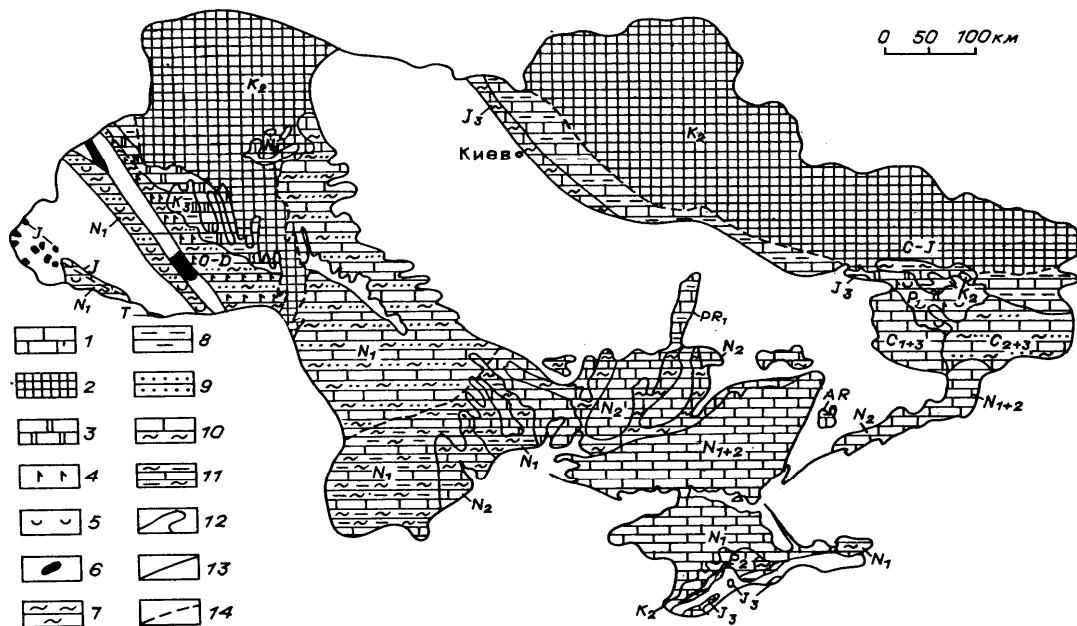
Тим не менш, за даними Молдавської ВБС в улоговинах на 2,0 % більше снігозапасів, ніж у лісі. Різниця між снігозапасами на відкритій місцевості (рілля й озима пшениця) і на дні улоговини становить 11 і 12 %, відповідно. Якщо порівнювати величин снігозапасів на поверхні ріллі та у саду, то у саду вони на 27% більші, ніж на ріллі [54,68].

Отже різниця існує, і в окремих випадках суттєва. Але врахування цих відмінностей обмежено відсутністю вихідної інформації про типи підстильної поверхні в довідковій літературі. Тим не менш, у подальшому таку інформацію можна отримати з використанням супутникових даних.

Одним з факторів, які можуть суттєво вплинути на величину стоку, зокрема й максимального, є *карст*. За оцінками Д. Форда і П. Вільямса (Ford and Williams, 2007) карбонатні породи, що виходять на земну поверхню або залягають неглибоко під проникним покривом, займають приблизно 20% вільної від льоду суші. Близько 10-15% континентальної суші характеризується розвитком відкритого і напіввідкритого

карбонатного карсту, який виражається в особливостях гідрології і рельєфу. Площі закритого карсту з більш глибоким заляганням розчинних порід значно більші, проте, важко піддаються глобальній оцінці [70].

В Україні карстові породи залягають під 67,3% території (Дублянський, Дублянська, 1992, рис.1.33). Карст розвинений у всіх основних геоструктурних регіонах України. Найбільшого поширення серед розчинних порід мають карбонатні (вапняки, крейда), але на заході і сході країни значне поширення мають евапоріти (гіпси, солі). У схемі районування карсту України Б.Н.Іванова (Іванов, 1972) виділялося 15 карстових областей, а в них - 55 карстових районів. За більш сучасною схемою, розробленою В. М. Дублянським і Г.Н.Дублянською [71-72], за структурно-тектонічними ознаками виділяється 3 карстових країни і 7 карстових провінцій, а в їх межах за геоморфологічними і літологічними ознаками - 16 карстових областей і 46 карстових районів (рис.1.34). Рівнинна частина України знаходиться в межах *Східно-Європейської карстової країни (ВЕ)* і включає 5 карстових провінцій з 12 карстовими областями.



Умовні позначки: Карстові породи: 1 - вапняки, 2 - крейда, 3 - карбонатні породи без поділу, 4 - гіпси і ангідрити, 5 - кам'яна і калійна солі, 6 - різновікові карбонатні породи фундаменту. Породи що не карстуються (серед тих, що карстуються): 7 - глини, аргіліти, 8 - мергелі, 9 - піски, алевроліти, пісковики, 10 - перешарування порід, 11 - прошарки карсту порід, 12 - породи, що не карстуються. Межі: 13 - стратиграфічні, 14 - літологічні.

Рис.1.33 - Поширення порід, що карстуються, в Україні (за Дублянським і Дублянською, 1992).



Умовні позначки: Індеси регіонів: 1 - карстова країна; 2 - карстова провінція; 3 - карстова область; 4 - карстовий район. Межі регіонів: 5 - карстової країни; 6 - карстової провінції; 7 - карстової області; 8 - карстового району; 9 - України. Районування: Карстові країни: КК - Кримсько-Кавказька, КА - Карпатська, BE - Східно-Європейська.

Рис. 1.34 - Схематична карта районування карсту України (за Дублянським і Дублянською, 1992).

Карст один з найбільш важливих азональних факторів, наявність якого в басейні річки може суттєво сказатися на її режимі.

При оцінці впливу карсту на водний режим річок О.О. Соколов розглядає три основних випадки:

- 1) річки беруть початок на периферійній частині карстової області, яка сама не входить до складу поверхневого водозбору цих річок;
- 2) закарстовані площі знаходяться в межах басейну і атмосферні опади що ними поглинаються, не виходять за його межі (карстові води знову виходять вище від розглянутого гідрометричного створу);
- 3) по карстових ходах карстові води повністю або частково відводяться за межі досліджуваного басейну.

Різноманіття карстової морфології вказує на найважливішу рису впливу карсту на поверхневий стік - зменшувати його шар [73-75]. За дослідженнями автора [76-78], вплив карсту може не однаково впливати на різні характеристики схилового припливу в період паводків і водопіль.

Як показано в [51] найбільше його вплив проявляється через тривалість припливу повеневих вод до руслової мережі, зокрема дослідження для різних природних зон показали збільшення цієї величини приблизно в 2 рази. В подальшому при узагальненні характеристик схилового припливу за територією це питання буде розглянуто більш детально.

Крім карсту, на поверхні водозборів найбільш сильно процеси утримання та акумуляції проявляються в басейнах, які мають значну площу, зайняту *озерами й болотами*. Такі басейни різко виділяються серед інших більш низькими максимальними модулями стоку, що зумовлено акумуляцією в них талих вод.

За результатами аналізу даних по озерно-болотних басейнах у 1937р. О.О. Соколов запропонував емпіричну формулу для врахування зниження максимального стоку під впливом озерно-болотної акумуляції

$$\delta = 1,0 - k \lg(f_o + 0,2f_b + 1), \quad (1.3)$$

де δ - коефіцієнт зниження піка водопілля; f_o - площа озер у відсотках до площі басейну; f_b - площа боліт у відсотках до площі басейну; k - коефіцієнт, який змінюється в межах 0.6-0.8.

При цьому автор відмічає, що пропонувана формула дійсна за умови $f_o + 0,20f_b \leq 45\%$, а обґрунтована вона на даних річок, розташованих на північному заході колишнього СРСР (Ленінградська область, Карелія, Білорусія, Верхня Волга та Північний край).

Аналізуючи формулу (1.3), можна відзначити, що відповідно до неї акумулююча роль боліт за однієї і тої ж площі, приблизно в 5 разів менша від акумулюючої здатності озер, що зумовлено ємністю їх регулюючої призми.

Крім регулюючого впливу озер і боліт більшість дослідників також аналізують регулюючу й водоохоронну роль *залісеності* водозборів. Найбільш актуальним це питання в останні роки стало для гірських водозборів Українських Карпат, де пройшла серія руйнівних паводків, як це було показано в п.1.1. Однією з причин катастрофічних наслідків від проходження паводків на думку багатьох вчених є безконтрольна вирубка лісів.

В статті завідувача лабораторією лісознавства Карпатського біосферного заповідника [79] показано, що залісеність водозборів є ключовим фактором, який може позитивно вплинути на водний баланс окремо взятої території. За даними 50-річних стаціонарних експериментальних досліджень Українського науково-дослідного інституту гірського лісівництва, деревостани в горах здатні до чотирьох разів зменшити піки паводків, порівняно з безлісною місцевістю (Парпан, 2009). На річковий стік впливає не тільки лісистість водозборів, а й інші якісні та кількісні властивості лісу. Це породний склад, вік лісу, його продуктивність й інші структурні особливості. Не менш важливе значення з точки зору середовищевірної ролі лісу, зокрема його гідрологічних функцій, мають способи і режими ведення лісового господарства (Чубатий, 1984).

За дослідженнями автора сумісно с Б.В. Кіндюком [80] ілюстрацією впливу лісу на стік може слугувати (рис.1.35), на якому показаний хід стоку за період катастрофічного паводка у листопаді 1998 р. для трьох водозборів з різною залісеністю. На рисунку добре видно, що зі збільшенням залісеності гідрограф розпластується, а пік зменшується.

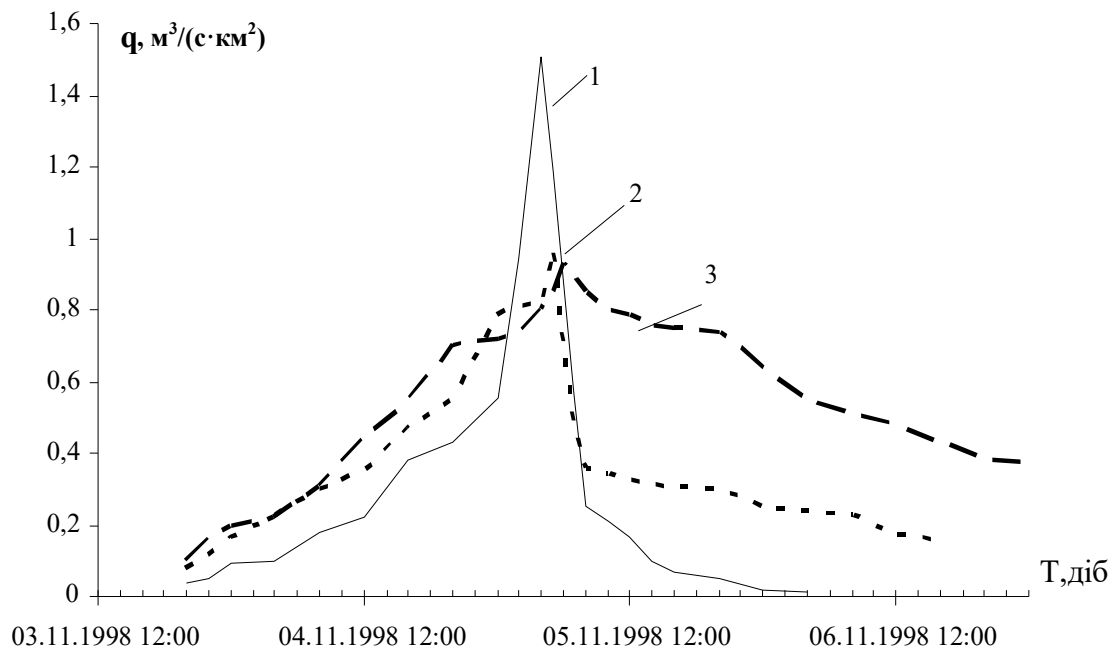


Рис.1.35 - Хід стоку в період паводка у листопаді 1998 р. [79]:

- 1 - стр.Студений - с. Н.Студений ($f_l=18\%$);
- 2 - р. Ріка - смт Міжгір'я ($f_l=41\%$);
- 3 - р. Ріка - м. Хуст ($f_l=48\%$);

Безумовно, цей приклад, з одного боку, відображає процес трансформації паводкової хвилі при її проходженні від верхньої частини водозбору до замикального створу, але з іншого боку можна вважати, що ми спостерігаємо тут саме процес регулюючого впливу лісу.

Що стосується весняного водопілля, то останні дані науковців Національного лісотехнічного університету України, як й попередні праці, що були розглянуті при дослідженні впливу залісеності на максимальні снігозапаси, підтверджують той факт, що процеси формування стоку при сніготаненні насамперед залежать від характеру снігонакопичення і швидкості сніготанення. При цьому, визначне місце належить лісовому покриву і таким особливостям рельєфу, як крутизна та експозиція схилів. У лісі ґрунт промерзає значно менше, ніж у полі, а іноді може протягом зими залишатися у не промерзлого стані. Часто ґрунт у лісі розмерзається до зникнення снігового покриву, завдяки чому він вбирає талу воду значно краще, ніж у полі. Дослідження, проведені протягом тривалого періоду,

показують, що крім кліматичних умов на формування зимових паводків і весняних водопіль істотно впливає лісовий покрив. Внаслідок затінення ґрунту кронами дерев процес сніготанення у лісі триває довше, ніж на відкритій місцевості, що по-своєму сприяє зменшенню максимальних витрат зимових паводків і весняних водопіль [81].

Отже більшість дослідників пропонують коефіцієнти для врахування як аккумуляючої дії боліт, так й регулюючого впливу лісу одночасно.

Є.Д. Гопченко, разом із Т.В. Деркач [82], для весняної повені в басейні Верхнього Дніпра з метою врахування впливу місцевих чинників на тривалість припливу під час весняного водопілля запропонували поправкові коефіцієнти. Так, для залісених водозборів пропонується вводити коефіцієнт k_n , який дорівнює

$$k_n = 1 + 0.018f_n, \quad (1.4)$$

де f_n - відносна залісеність, %.

Аналогічно для заболочених водозборів

$$k_o = 1 + 0.04f_o, \quad (1.5)$$

де f_o - відносна заболоченість, %.

Відповідно до (1.4) і (1.5), при 100-відсотковій залісеності або заболоченості тривалість припливу збільшується приблизно в 2.8 і в 5 разів.

З іншого боку, аналогічні дослідження були виконані для Українського Полісся в роботі [48]. За даними цих авторів, пропонуються наступні поправкові коефіцієнти для врахування впливу місцевих факторів на тривалість припливу:

$$k_o = 1 + 0.32 \lg(f_o + 1); \quad (1.6)$$

$$k_n = 1 + 0.33 \lg(f_n + 1). \quad (1.7)$$

Таким чином, відповідно до (1.6) і (1.7) при 100%-вій заболоченості або залісеності тривалість припливу збільшується приблизно в 1.65 разу.

В структурі об'ємної формули В.І.Мокляк [83] для території України запропонував ввести ці ж поправки за допомогою множника

$$m_c = 1 + (0.07 - 0.08)f_n + 0.001f_o \quad (1.8)$$

Як очевидно з (1.8), він вводить значно менші розміри коефіцієнтів впливу залісеності і заболоченості - в 1.75 разу при 100-відсотковій залісеності й у 1.1 разу - при тій же заболоченості.

Дослідження Є.Д. Гопченка, Ж.Р. Шакірзанової та автора для басейну Прип'яті [53] дозволили визначити коефіцієнти впливу залісеності і заболоченості на середні багаторічні величини шарів стоку весняного водопілля, які визначаються за рівняннями

$$k_{\lambda} = 1 - \lambda_{\lambda} \lg(f_{\lambda} + 1), \quad (1.9)$$

$$k_{\sigma} = 1 + \lambda_{\sigma} \lg(f_{\sigma} + 1), \quad (1.10)$$

де λ_{λ} та λ_{σ} - коефіцієнти, які дорівнюють 0.04 і 0.05, відповідно.

Оскільки вплив залісеності і заболоченості фактично нівелюють один одного, можна дійти висновку, що їх можна не враховувати при розрахунках норми шару весняного стоку в басейні р. Прип'ять. Дослідження можливого впливу залісеності і заболоченості на величини $Y_{1\%}$ показали його практичну відсутність.

Для рівнинної території України Шакірзановою Ж.Р.[84] отримані значення коефіцієнтів впливу залісеності (k_{λ}) і заболоченості (k_{σ}) на середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля, які пропонується визначати за рівняннями

$$k_{\lambda} = 1 + 0.078 \lg(f_{\lambda} + 1); \quad (1.11)$$

$$k_{\sigma} = 1 - 0.11 \lg(f_{\sigma} + 1). \quad (1.12)$$

Отже, відповідно до (1.11) і (1.12) при 100-відсотковій залісеності середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля можуть збільшитися на 16%, а при тій же заболоченості - знизитися на 22%.

Таким чином, можна констатувати, що проведений огляд існуючих досліджень свідчить про дуже великі розбіжності в результатах різних авторів, причому не тільки у числових показниках впливу залісеності і заболоченості на різні характеристики весняного водопілля, а й в напрямку цього впливу. Вочевидь це пов'язано з різною вихідною інформацією, її обсягом і умовами формування водопілля в різних природних зонах й водозбірних басейнах. Наявна невизначеність у степені та напрямку впливу інтрозональних факторів зумовлює необхідність її уточнення при виконанні нових досліджень з іншими вхідними даними.

Як вже було відмічено вище, крім акумуляції талих вод у товщі снігу і на поверхні басейну, також відбувається акумуляція частини цих вод у *грунтах*. Але, як показано в [19], при формуванні визначних весняних водопіль, яким зазвичай передують сувора зима та мерзлий ґрунт, місцеві особливості припиняють відігравати суттєву роль, коефіцієнт весняного поверхневого стоку може досягати навіть у випадку водопроникних ґрунтів високих значень (порядку 0.8-1.00), що й зумовлює проходження весняних водопіль рідкісної ймовірності перевищення.

РОЗДІЛ 2

МЕТОДИ НОРМУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ

Екстремально високі гідрографи весняних водопіль і дощових паводків являють собою велику небезпеку для гідротехнічних об'єктів та їх експлуатації в басейнах річок, а також в межах населених пунктів.

Сучасною гідрологічною наукою накопичено великий досвід в області розрахунку характеристик максимального стоку паводків і водопіль. Підвищений інтерес до проблеми пов'язаний з тим, що при проходженні катастрофічних паводків має місце затоплення населених пунктів, руйнування доріг, паводкозахисних дамб, гребель та ін. У вітчизняній і світовій практиці запропоновано велику кількість розрахункових схем і методик для визначення характеристик максимального стоку. Але з іншого боку, велика чисельність формул свідчить і про те, що проблема розрахунків в області паводків і водопіль ще далека від оптимального вирішення [1].

Теоретичні моделі формування максимального стоку річок зазвичай ґрунтуються на використанні добре розроблених принципів гідродинаміки, термодинаміки і статистики. Центральною проблемою в гідрологічному моделюванні, проте, є застосування цих принципів до природного середовища, яке відрізняється неоднорідністю, слабкою висвітленістю спостереженнями і лише частковою вивченістю, а досліджені явища зазвичай не піддаються плануванню і перевірці. З метою отримання просторово-часової інформації про деякі змінні величини, регіональні узагальнення і взаємозв'язки між змінними, виконується гідрологічний аналіз вихідної інформації. Однак доволі часто відповідні елементи безпосередньо не вимірюються, отже, узагальнення можуть виконуватися за допомогою різних підходів, таких, як детерміністичний, параметричний, ймовірнісний і стохастичний [2].

Методи, основані на детерміністичному підході, враховують закономірності, які описують фізичні і хімічні процеси. При параметричному підході аналіз виконується за допомогою порівняння гідрологічних даних, які спостерігаються в різних пунктах і в різний час. Ймовірнісний підхід передбачає аналіз частоти появи різних значень гідрологічних змінних, а при стохастичному підході аналізуються як послідовність, так і частота появи різних величин.

При будівництві інженерних споруд і їх експлуатації (мостових переходів, паводкозахисних дамб тощо) орієнтуються зазвичай на розміри паводків і водопіль тієї чи іншої ймовірності перевищення, і отже, найбільш поширеними є ймовірнісні й стохастичні підходи до побудовання теоретичних моделей формування максимального стоку річок. З іншого боку, детерміністичний підхід дає змогу найбільш повно врахувати всі закономірності формування стоку, але на окремому

водозборі, й тут виникає проблема з визначенням розрахункових характеристик для невивчених у гідрологічному відношенні річок.

У науково-методичному відношенні, приступаючи до вивчення тієї чи іншої проблеми, необхідно всебічно проаналізувати сучасний стан у галузі з метою з'ясування позитивних і негативних сторін діючих нормативів.

2.1 Рекомендації ВМО щодо розрахунку талого стоку

Звичайні вимірювання змін запасів води в снігу не дають задовільних результатів, головним чином, через суттєві похибки при спостереженнях і взятті проб. Послідовне взяття проб снігу на місцевості пов'язане з одержанням мінливих даних в часі і просторі. Є дві додаткові і вимушені причини, чому сніготанення необхідно розраховувати, а не спостерігати. Одна з них пов'язана з прогнозуванням стоку, коли вигідніше прогнозувати фактори сніготанення, а не просто чекати його результатів. Друга причина, пов'язана, зокрема, з проектуванням і плануванням, полягає в необхідності екстраполяції екстремальних величин сніготанення на основі фізичних процесів.

Сумарний стік весняного водопілля рівнинних басейнів залежить від запасів води в сніговому покриві до початку сніготанення, кількості опадів, що випали після початку сніготанення, та кількості води, витраченої на інфільтрацію і випаровування з річкових басейнів. Перший фактор можна визначити шляхом вимірювань. Другий фактор – кількість опадів, які випали після початку сніготанення – можна визначити методом прогнозу або ймовірнісним способом, або за середніми значеннями кліматичних характеристик.

Третій фактор – втрати талого стоку в басейні – визначається інфільтраційною здатністю ґрунту та ємністю поверхневих понижень, включаючи крупні некапілярні пори у верхньому шарі ґрунту. Втрати на випаровування відносно невеликі і мало змінюються від року до року.

Для визначення сумарного талого стоку з рівнинних водозборів, в [2] рекомендується використовувати водобалансові залежності. На їх основі сумарний талий стік можна розрахувати на початку періоду сніготанення. Однак для розрахунку гідрографів стоку часто потрібні значення добового надходження талої води. Для визначення цих величин необхідно враховувати такі основні чинники: приплив тепла до снігового покриву; водоутримуючу здатність снігу; площу, вкриту снігом і водоутримуючу здатність басейнів. В загальному вигляді добове надходження талих вод Q_n можна описати за допомогою рівняння:

$$Q_n = \frac{m}{1 - \alpha_o} f_1(M, I_f) f_2(M, \alpha_o), \quad (2.1)$$

де m – добове танення;

α_o – початкова відносна кількість талої води, затриманої снігом, яка відповідає верхній межі водоутримуючої здатності снігового покриву;

$f_2(M, \alpha_o)$ – функція, що виражає відносну площу надходження талої води, пов'язану з сумарним таненням M і початковим затриманням води сніговим покривом;

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

Початкова кількість талої води, затримана снігом, залежить від структури і щільності снігового покриву і може визначатись експериментальним шляхом. Обмежені дані показують, що в якості першого наближення значення α_o для рівнинних водозборів зі щільністю снігу в межах від 0,25 до 0,30 можна взяти рівними 0,15-0,20. Відносна площа, на якій відбувається надходження талої води $f_2(M, \alpha_o)$, залежить від розподілу снігового покриву за площею. Таким чином, збільшення відносної площі водовіддачі пов'язане із збільшенням площі, вкритої вологонасиченим снігом. Коли сніговий покрив залишається у вигляді окремих плям, відносна площа водовіддачі зменшується із зменшенням площі, покритої снігом. Найпростіша методика розрахунку площі водовіддачі базується на припущенні рівномірного танення снігу й однакової вихідної водоутримуючої здатності снігу по всьому басейну. За таких умов функцію $f_2(M, \alpha_o)$ можна визначити як різницю між двома функціями:

$$f_2(M, \alpha_o) = f_3(M) - f_4(M), \quad (2.2)$$

де $f_4(M)$ – площа басейну, на якій розтав сніг; $f_3(M)$ - інтегральна функція відносної площі, на якій сніг стає вологонасиченим:

$$f_3(M) = f_4\left(\frac{M}{\alpha_o}\right). \quad (2.3)$$

Описаний вище метод дає можливість побудувати графічну залежність між сумою градусо-днів і сумарним сніготаненням для різних значень середнього запасу води в снігу. Як видно з рис. 2.1, такі залежності зручні для оперативного використання.

Коефіцієнт стоку $f_1(M, I_f)$ є функцією, яка зростає зі збільшенням танення, оскільки інфільтраційна здатність річкового басейну при цьому зменшується. Залежність між змінними величинами можна визначити емпіричним шляхом з використанням в якості параметрів індексу попереднього зволоження ґрунту і глибини його промерзання. Для цього можуть бути використані і водобалансові залежності. Після отримання такої залежності для річкового басейну функція $f_1(M, I_f)$ визначається шляхом диференціювання:

$$f_1(M, I_f) = \frac{dQ(W, I_f)}{dW}, \quad (2.4)$$

де Q – сезонний стік;

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

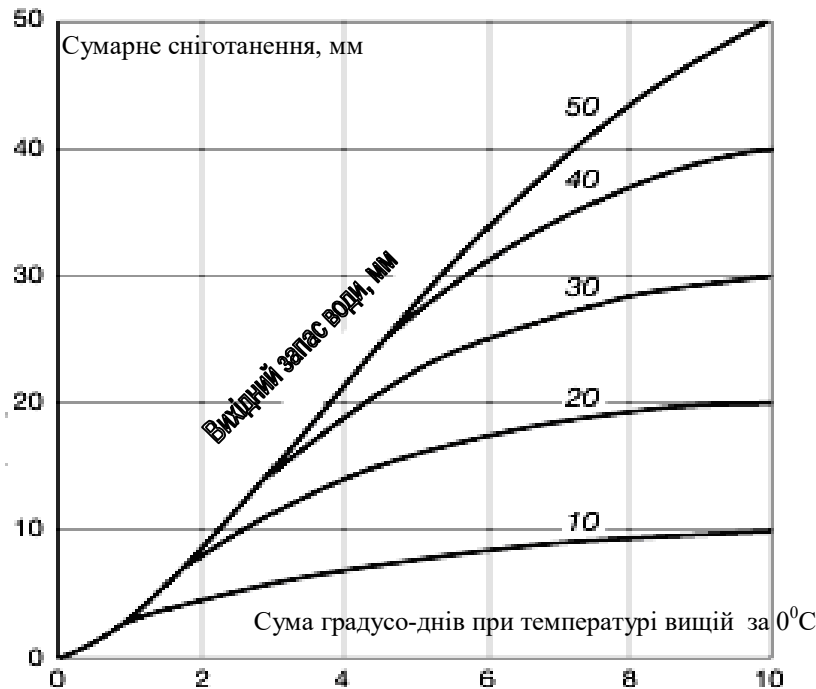


Рис. 2.1 - Залежність сніготанення від температури повітря при різних значеннях початкового запасу води в снігу для рівнинного басейну[2].

Надалі для рівнинних районів, де приріст стоку в період повені порівняно малий, а період сніготанення короткий, стік рекомендується оцінювати шляхом використання отриманих розрахунковим шляхом значень сніготанення з допомогою методів одиничного гідрографа або ізохрон.

Під *одиничним гідрографом* для водозбору розуміється гідрограф стоку, сформований за рахунок одиничної порції стоку, рівномірно розподіленого по водозбору (або згідно іншому специфічному розподілу) протягом заданого періоду часу. Вважається, що одиничний гідрограф незмінний в часі. Далі вважається, що в тому випадку, коли об'єми стоку відрізняються від того об'єму, який був взятий при побудові одиничного гідрографа, результуючі гідрографи будуть пропорційні одиничному гідрографу.

З іншого боку, формування дощових паводків і весняних водопіль є процесом підсумування у межах водозборів елементарних об'ємів схилового припливу, що надходять з різних частин території водозборів.

Таку схему формування зазвичай представляють у вигляді річкової системи з нанесеними на неї *ізохронами* руслового добігання, тобто лініями однакового часу добігання від них до замикального створу. Крок у часі може бути різним: година, доба й ін. проміжки. Приклад такої системи наводиться на (рис.2.2). Добігання води від найбільш віддаленої точки на водозборі називається тривалістю або часом руслового добігання t_p . Тривалість руслового добігання є відношенням гідрографічної довжини річки L до швидкості руслового добігання V_d . Якщо швидкість добігання мало змінюється у часі і по довжині річки, то ізохрони руслового добігання трансформуються у стаціонарну систему ліній рівної відстані.

Метод ізохрон дозволяє врахувати нерівномірний розподіл дощових опадів або снігозапасів в тому випадку, коли число встановлених в басейні опадомірів є достатнім для надійного опису ходу дощу. Це є перевагою в порівнянні з методом одиничного гідрографа.

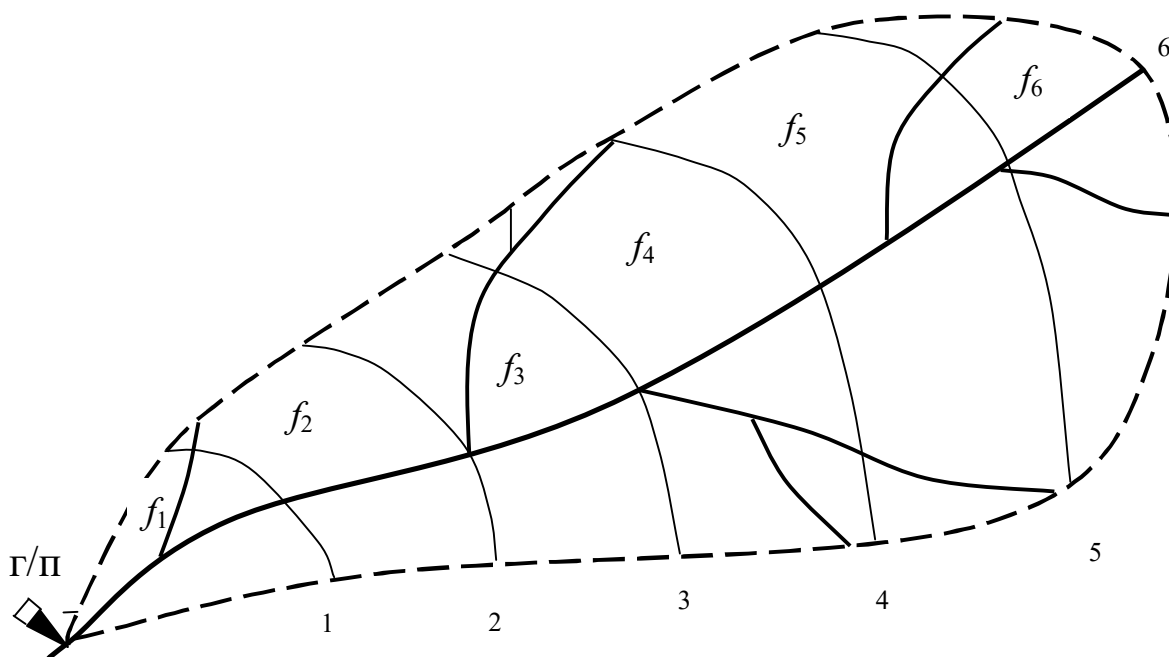


Рис.2.2 - Річковий водозбір з системою руслових ізохрон [3].

Моделі з розподіленими параметрами. В останні роки розроблені більш досконалі моделі в порівнянні зі згадуваними раніше. Вони призначені для більш надійного опису природних гідрологічних процесів і тому можуть включати деякі метеорологічні змінні і параметри водозбору. Ці моделі дозволяють отримувати ряди даних про поверхневий стік і, іноді, - про витрати ґрунтових вод. Основними вхідними даними в таких моделях є ряди дощових опадів, але можуть також використовуватися дані про снігозапаси, температуру, радіацію, потенційне сумарне випаровування та ін.

Як зазначається в [4] математичні моделі відіграють важливу роль в плануванні управління водними ресурсами і, отже, різні типи моделей з різним ступенем складності були розроблені для цієї мети.

Існує достатня кількість типів математичних моделей формування стоку річок. Наприклад, модель може бути статичною або динамічною. Співвідношення між значеннями двох параметрів, наприклад, між рівнем води в річці і витратою в поперечному перерізі, можна представити статистичною моделлю і описати алгебраїчним рівнянням. Прикладом динамічної моделі є побудування типу „опади-стік” з використанням звичайних диференціальних рівнянь. Ретельний опис численних розгалужених класифікацій динамічних моделей представлений в роботі [5]. Категорія динамічних гідрологічних моделей досить широка і охоплює великий спектр підходів. З одного боку це повністю емпіричні підходи типу «чорного ящика». Моделі цього типу не призначені для відтворення процесів, які відбуваються всередині басейну, а лише встановлюють відповідність потоку на вході й на виході з басейнової системи. Однією з категорій моделей типу «чорний ящик» є, так звані, штучні нейронні мережі. Інша категорія передбачає розв'язання складних систем рівнянь, які базуються на фізичних закономірностях і теоретичних концепціях, що визначають гідрологічні процеси - так звані «гідродинамічні моделі». Між цими двома крайніми підходами знаходяться різні концептуальні моделі.

Моделі типу «чорного ящика». Річковий басейн може розглядатися як динамічна система з незмінними в межах басейну (тобто зосередженими) параметрами, які перетворюють входні фактори - рідкі опади і сніг - на гідрограф стоку з водозбору. Аналогічний підхід використовується й для ділянки річки, крім випадків, коли є приплив на ділянці вищій за течією річки, який трактується в якості додаткового входного фактору. Як показано на (рис. 2.3), такі системи можуть бути представлені у вигляді схеми, де $P(t)$ - вхід, а $Q(t)$ - вихід, які є функціями від часу t .

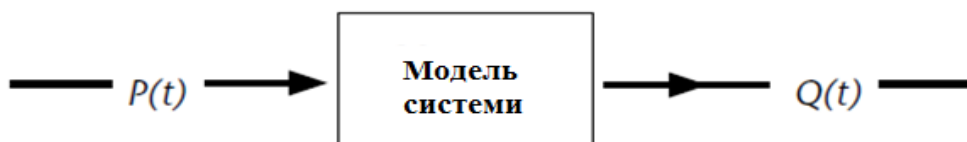


Рис.2.3 - Система «чорного ящика».

Концептуальні моделі. У підходах, що розглядалися в попередньому розділі, використовуються тільки найзагальніші ідеї про перетворення входних даних на гідрограф стоку, в той час, коли є досить великий обсяг інформації про систему або процеси. Однак якщо, наприклад необхідно оцінити можливий вплив змін клімату на стік, такий аналіз зазвичай не дає

змогу отримати добру збіжність результатів з вихідною інформацією. В зв'язку з цим набув розвитку більш складний підхід до моделювання, який передбачає розв'язання систем рівнянь, в основу яких покладені різні концепції опису фізичних процесів формування стоку. Відповідно такі моделі одержали назву концептуальних.

Одним з найбільш складних аспектів застосування концептуальних моделей є калібрування обраної моделі стосовно конкретного водозбору. Більшість параметрів моделі визначаються ітераційним шляхом, вручну або автоматично, на основі історичних рядів вхідних і вихідних даних. Отже навіть невелике збільшення кількості або зміна параметрів може суттєво погіршити калібрування моделі через обмеженість даних, недосконалість моделей і наявність внутрішніх зв'язків між параметрами. Оптимальне число параметрів повинне відповідати ступеню достовірності вихідних даних і необхідній точності. Таким чином, сучасні теоретично обґрунтовані концепції, тим не менш потребують спрощення для зручності використання.

Модель Гідрометцентру колишнього СРСР. У моделі використовуються концептуальні підходи для визначення втрат води, що надходить на водозбір, і потім системний підхід до розрахунку об'ємів стоку в замикальному створі водозбору [6]. Швидкість водовіддачі з водозбору P у вигляді поверхневого стоку розраховується з рівняння

$$P = h - E - I, \quad (2.5)$$

де h — середня інтенсивність опадів за обраний інтервал часу (6 годин, 24 години і т. д.); E — те ж для випаровування; I — середня інтенсивність інфільтрації.

Середня величина випаровування з поверхні басейну визначається за рівнянням

$$E = (k_1 D + k_2 D_u) e^{-d/W}, \quad (2.6)$$

де D — дефіцит вологості повітря; u — швидкість повітря, k_1 , k_2 , W — емпіричні параметри. Дефіцит вологості ґрунту d визначається з рівняння водного балансу

$$d = W - \int_{t_0}^t (E + Q + I - h) d\tau, \quad (2.7)$$

де Q — відтік; t_0 — час, коли $d=0$. Середня інтенсивність інфільтрації визначається за рівнянням

$$I = \frac{d}{k_3} + i_0, \quad (2.8)$$

де k_3 та i_0 — емпіричні параметри.

Поверхневий стік визначається за величиною водовіддачі з водозбору

$$P_s = P_r \left[1 - e^{-m \int_{t_n}^t P dt} \right], \quad (2.9)$$

де t_n — час початку формування стоку; r та m — емпіричні параметри.

Ґрунтовий стік розраховується за рівнянням

$$P_i = i_0 e^{-k_4 d}, \quad (2.10)$$

де k_4 — емпіричний параметр.

Поверхневий і підземний стік, які подаються на вхід моделі трансформуються окремо таким чином, що гідрограф відтоку визначається за допомогою рівняння

$$Q_t = \int_0^t h_1(t-\tau) P_s(\tau) d\tau + \int_0^t h_2(t-\tau) P_i(\tau) d\tau, \quad (2.11)$$

в якому $h_{1(t)}$ і $h_{2(t)}$ — функції впливу.

Аналіз рівнянь (2.5) - (2.11) показує, що модель містить 12 емпіричних параметрів: $k_1, k_2, k_3, k_4, i_0, m, r, W$ і 4 параметри функції впливу. Така кількість невизначених параметрів, вочевидь, ускладнює застосування запропонованої моделі на практиці.

Модель *HBV* (рис.2.4) розроблена Бергстромом [7,8] в Шведському інституті метеорології і гідрології (SMHI) та є концептуальною, тобто вона перетворює опади, температуру повітря і потенційне сумарне випаровування або на сніготанення, або на стік з водозбору чи приплив у водосховище.

Модель була неодноразово модифікована, а її різні версії існують у багатьох країнах [9,10]. Загальний баланс води на водозборі в моделі *HBV* представлений у вигляді:

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} [SP + SM + UZ + LZ + VL], \quad (2.12)$$

де P - опади, мм, E - сумарне випаровування, мм, Q - стік, м³/с, SP - сніговий покрив, мм, SM - вологість ґрунту, мм, UZ - верхня зона підземних вод, м, LZ - нижня зона підземних вод, м і VL - об'єм озер або водосховищ км³.

В подальшому в результаті співпраці між університетами штату Орігон, Упсали та Стокгольму, а також SMHI модель була модифікована і отримала назву (*HBV Light*), при цьому модель була перепрограмована з мови програмування VB6 у VB.NET [11]. Цей модифікований варіант успішно використовується, як у європейських країнах (Швеція, Німеччина, Швейцарії та ін.) так і у США [12].

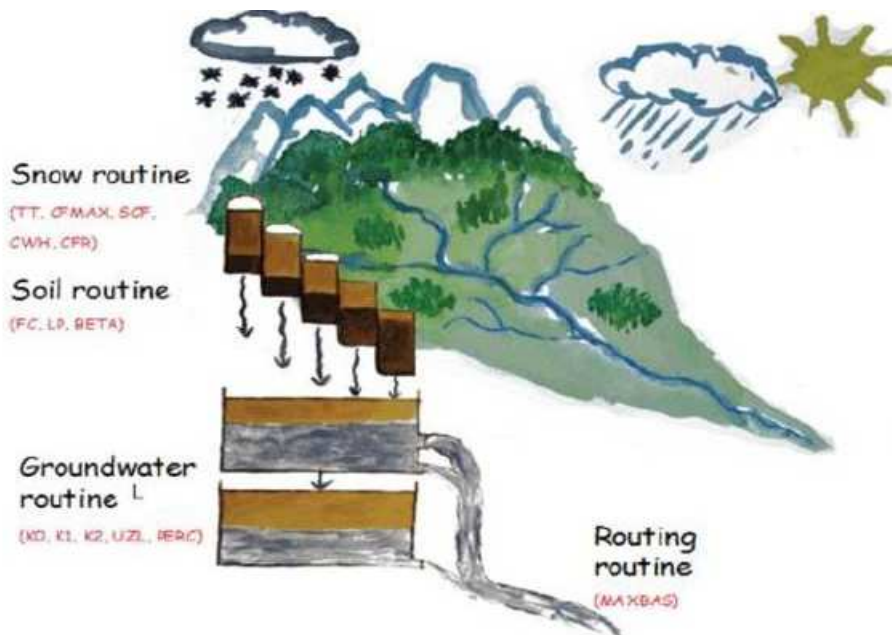


Рис.2.4 - Формування стоку з річкового водозбору за моделлю HBV [8]

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

Наприклад, в Китаї у 1960-70 роках минулого століття було запропоновано низку концептуальних моделей з напіврозподіленими параметрами. До них можна віднести модель ХАЖ [13], запропоновану в 1973 році для прогнозу надходження припливу до водосховища Синьяньцзян, модель NS [14] розроблену в 1964-1966 рр. професором Рендзюнь Чжао, модель MIX [15]. В одному з останніх досліджень китайських вчених [16] представлені результати сумісного використання всіх згаданих моделей із застосуванням методу оптимізації SCE-UA, запропонованого Дуанем в Університеті Арізони [17].

Результати сумісного використання згаданих вище моделей такі: усі моделі добре працюють у зволжених районах Китаю; моделі, що враховують механізм утворення надлишкового стоку за рахунок перенасичення підстильної поверхні вологою, добре працюють у напіввологих і напівпосушливих водозборах, й лише модель NS може дати прийнятні результати в посушливих водозборах. Модель MIX, яка може генерувати інфільтраційний надлишок поверхневого стоку, перевершує модель ХАЖ на основі надмірного насичення в посушливих регіонах. В цілому результати моделювання вказують на те, що прогнозування повеней в напіввологих, напівпосушливих і посушливих районах все ще є складним і все ще не вирішено [16].

Штучні нейронні мережі. У роботах 1990-их років [18-19] величезний інтерес був проявлений до особливого класу математичних моделей - штучні нейронні мережі, які все частіше використовуються в

якості альтернативного способу вирішення широкого діапазону гідрологічних завдань. Цей підхід можна розглядати як інструмент моделювання, що складається із так званих штучних нейронів, які представляють собою декілька взаємопов'язаних одиниць обробки сигналу[4]. Однак, на постійній основі в гідрологічній практиці ці методи поки не використовуються, оскільки перевага віддається все ж традиційним технологіям, а не новинкам, які ще не мають достатньої апробації.

Отже, на практиці, у більшості країн світу басейни річок або не охоплені мережею гідрометричних спостережень, або охоплені не в належній мірі. У той же час у світі, який стає все більш заселеним, й відповідно попит на воду в розрахунку на душу населення постійно зростає, навантаження на водні ресурси зростає також. У зв'язку з цим загострюється потреба в даних спостережень, а також методиках, які дають змогу розрахувати об'єм водних ресурсів при відсутності даних стаціонарних спостережень за стоком річок.

2.2. Нормативні документи по розрахунках характеристик максимального стоку рівнинних річок України

У нормативних документах наводяться методи і практичні прийоми розрахунку основних гідрологічних характеристик, які використовуються при будівничому проектуванні, при наявності даних гідрометричних спостережень достатньої тривалості, при обмеженості матеріалів спостережень, а також за відсутності спостережень у пунктах проектування.

Нормативні рекомендації зазвичай узагальнюють багаторічний досвід в області теорії і практики гідрологічних розрахунків, що накопичився науково-дослідними інститутами та проектними водогосподарськими організаціями. До розрахункових характеристик в галузі максимального стоку весняних водопіль і дощових паводків відносяться: максимальні витрати води, об'єми та гідрографи стоку.

Положення нормативних документів поширюються на проектування річкових гідротехнічних споруд, залізничних і автомобільних доріг, меліоративних систем, водопостачання, планування і забудівлі населених пунктів, генеральних планів розвитку промислових і сільськогосподарських об'єктів, здійснення протипаводкових заходів.

За наявності часових рядів достатньої тривалості визначення розрахункових гідрологічних характеристик здійснюється на основі використання аналітичних функцій розподілу щорічних ймовірностей перевищення [3]. Репрезентативними вважаються періоди з відносними середньоквадратичними похибками розрахункових величин на рівні до 10%. При недостатності даних гідрометеорологічних спостережень до тривалих часових рядів відбувається їх подовження із застосуванням

парної і множинної регресії. При цьому нормативними рекомендаціями [20,21] передбачені умови використання методів приведення розрахункових характеристик по коротких рядах до нормативних, зокрема,

$$n' \geq 10; \quad r = 0,7; \quad k/\sigma_k \geq 2,$$

де n' - число сумісних років спостережень у розрахунковому пункті та аналогу;

r - множений або парний коефіцієнт кореляції,

k - коефіцієнт регресії;

σ_k - середня квадратична похибка коефіцієнта регресії.

Нижче, використовуючи досвід Д.Л. Соколовського (1968) і Є.Д. Гопченка (2014), зупинимось на короткому історичному огляді й аналізі формул максимального стоку весняного водопілля, які набули значного поширення.

Більшість перших формул, які були запропоновані для території колишнього СРСР, стосувалися визначення максимальних витрат від дощових паводків. Серед них слід відмітити формули Кестліна (1882), її модифікацію, виконану Л.Ф. Ніколаї (1900).

Перша спроба теоретичного аналізу стоку зливових і весняних вод належить Ф.Г. Зброжеку (1902 р.), суттєвий внесок у розвиток теорії формування стоку зробив М.Є. Долгов. В результаті проведених ним експериментальних досліджень (район Катерининської залізничної дороги) було отримано гідрограф повного схилового стоку з наявністю фази усталеного режиму.

У перші роки Радянської влади розпочалась робота з уточнення існуючих норм максимального стоку дощових паводків і розробці нових. Під керівництвом Г.Д. Дубеліра були запропоновані, обговорені й прийняті у 1928 р. норми, відомі як формула НТКНКПС (научно-технический комитет наркома путей сообщения).

Наступним кроком у підготовці норм зливого стоку були рекомендації, розроблені у Центральному науково-дослідному інституті транспортного будівництва (під керівництвом М.М. Протодьяконова) і введені в дію циркуляром НКПС у 1931 році. У подальшому ці норми були уточнені в 1938 р. Союзтранспроектом.

В нормах 1931 року вперше були запропоновані рекомендації з розрахунку максимальних модулів весняного водопілля на базі формули редуційного вигляду Д.І. Кочеріна, а в 1938 р. – в основу покладено ту ж саму формулу, але в редакції Д.Л. Соколовського (1937)

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{0,25}} \delta \delta', \quad (2.13)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу (в позначеннях М.М. Протодьяконова - C , а Д.Л. Соколовського - A_m), $\text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$;

δ і δ' - коефіцієнти для врахування лісистості, озерності і заболоченості.

При практичному застосуванні формули (2.13) параметр q'_m визначається за відповідною картою.

Нормами М.М.Протодьяконова передбачається також розрахунок змішаного стоку від сніготанення і весняних дощів

$$Q_{зм} = Q_c + Q_\delta, \quad (2.14)$$

де Q_c - витрата води від сніготанення, $\text{м}^3/\text{с}$;

Q_δ - витрата води від весняного дощу, $\text{м}^3/\text{с}$.

Витрата води Q_c визначалась за (2.13), а дощового Q_δ , беручи для стоку дощових опадів весною по мерзлому ґрунту інтенсивність інфільтрації $i = 0$, з формули граничної інтенсивності

$$Q_\delta = 16,67 a k \beta, \quad (2.15)$$

де a - інтенсивність опадів, мм ;

k - кліматичний параметр;

β - параметр для урахування уклонів схилів.

Об'єднуючи (2.13) і (2.15), отримуємо формулу змішаного стоку

$$q_m = (16,67 a k \beta + q_c) \quad (2.16)$$

Ідея розрахунку максимального стоку змішаного походження сама по собі заслуговує схвалення, але співпадіння у часі максимумів снігового і дощового стоку скоріше слід розглядати як виняток, а не правило, внаслідок чого пропонується формула не набула подальшого розвитку і застосування.

Вперше методи розрахунку максимальних витрат води розглядаються окремо для весняного водопілля і дощових паводків в нормативному документі «Указания по определению расчетных гидрологических характеристик (СН 435-72)», який був підготовлений колективом наукових співробітників Державного гідрологічного інституту (м. Ленінград). Серед основних авторів цього документа найбільш відомі та видатні спеціалісти в області гідрологічних розрахунків на той час - Г.А. Алексєєв, А.М. Бефані, С.Н. Крицький, М.Ф. Менкель, Д.Л. Соколовський, М.М. Чегодаєв [3]. Відповідно до СН 435-72 розрахунковими вважаються найбільші витрати води з отриманих значень, які забезпечують роботу споруди або її частин. За необхідності передбачено виконання короткотермінових польових досліджень. Вихідні

часові ряди вважаються достатніми для встановлення розрахункових величин, якщо вони відповідають таким вимогам по періодах спостережень[21]:

- для лісотундрової і лісової зон не менше - 25 років;
- для лісостепової - 30 років;
- для степової - 40 років;
- для сухостепової і напівпустельної - 50 років;
- для гірських районів - 40 років.

Якщо період спостережень менший від вказаних граничних значень, то результати розрахунку необхідно піддати додатковому аналізу, використовуючи матеріали річок-аналогів. Крім матеріалів систематичних гідрометричних спостережень рекомендується залучати до аналізу й найвищі історичні рівні води. За наявності ряду спостережень за n років і однієї достатньо надійно розрахованої витрати води Q_N , відносно якої відомо, що вона є найвищою за N років, параметри кривих розподілу ймовірностей \bar{Q}_m і C_v визначаються за формулами:

$$\bar{Q}_m = \frac{1}{N} \left(Q_N + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} Q_i \right), \quad (2.17)$$

а

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N-1} \left[\left(\frac{Q_N}{\bar{Q}_m} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} \left(\frac{Q_i}{\bar{Q}_m} - 1 \right)^2 \right]}, \quad (2.18)$$

де n - тривалість періоду спостережень;

N - тривалість періоду, протягом якого визначна максимальна витрата Q_N не була перевищена.

Величина коефіцієнта асиметрії береться за даними аналізу співвідношень річок-аналогів. Як правило, пропонується при статистичній обробці часових рядів весняного водопілля рівнинних річок брати: $C_s = 2,0 C_v$ та $C_s = 2,5 C_v$.

За відсутності або недостатній тривалості часових рядів для водозборів з площами $F < 20000$ км² на ЄТС і $F < 50000$ км² – на Азіатській території СРСР, розрахунки здійснюються за формулами. Причому, умовно річки поділяються на 2 групи: 1 – рівнинні, 2 - гірські. Річки першої групи у свою чергу поділяються на:

- а) лісової і тундрової зон;
- б) лісостепової і степової зон;
- в) посушливих степів і напівпустель.

До другої групи віднесені гірські річки з різким коливанням висот (більше ніж 400 м).

Розрахункова максимальна витрата води рівнинних річок визначається за формулою

$$Q_p = q_p F = \frac{k_0 h_p \mu}{(F + 1)^{n_1}} \delta \delta_2 F, \quad (2.19)$$

де Q_p - розрахункова миттєва витрата води, ймовірність якої $P\%$, $\text{м}^3/\text{с}$;

q_p - модуль максимальної розрахункової витрати води, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

h_p - розрахунковий шар сумарного (без зрізки ґрунтового живлення) стоку водопілля ймовірністю перевищення $P\%$, мм;

F - площа водозборів, км^2 ;

k_0 - параметр, який характеризує дружність водопілля;

n_1 - показник степеня редукції відношення $\frac{q_p}{h_p}$ в залежності від

площі водозборів;

δ - коефіцієнт для врахування регулюючого впливу на максимальний стік озер і водосховищ;

δ_2 - редукційний коефіцієнт для врахування впливу залісеності і заболоченості на водозборах;

μ - коефіцієнт, який враховує відмінність в статистичних параметрах шарів стоку і витрат води.

Значення параметрів n_1 і k_0 представлені у табличній формі, залежно від природних зон і категорії рельєфу (табл.2.1).

Категорія рельєфу визначається за відношенням

$$\alpha = \frac{I}{I_m}, \quad (2.20)$$

де I - середньозважений уклон водотоку, $\%$;

I_m - типовий уклон

$$I_m = \frac{\Delta I}{(F + 1)^{0,5}} \quad (2.21)$$

Таблиця 2.1- Параметри n_1 і k_0 для рівнинних річок [3]

Природні зони	n_1	Параметр k_0 при категорії рельєфу		
		I	II	III
А. Зона тундри і лісова зона				
1. ЄТС і Східний Сибір	0,17	0,010	0,008	0,006
2. Західний Сибір	0,25	0,015	0,013	0,010
Б. Лісостеп і степ				
3. ЄТС (без Північного Кавказу)	0,25	0,030	0,017	0,012
4. Північний Кавказ	0,25	0,030	0,025	0,015
5. Західний Сибір	0,25	0,030	0,020	0,015
В. Зона посушливого степу і напівпустель				
6. Західний й Центральний Казахстан	0,35	0,060	0,040	0,030

Для рівнинної території ЄТС $\Delta l \approx 25,0$. При $\alpha > 1,0$ басейн відноситься за рельєфом до I категорії; при $\alpha = 1,0 - 0,5$ - до II категорії; при $\alpha < 0,5$ - до категорії III. Розрахунковий шар стоку за період водопілля визначається з використанням статистичних параметрів розподілу: \bar{h}_m , C_v і C_s . Середній багаторічний шар стоку \bar{h}_m представлено картою. В посушливих районах в знятій з карти значення вводяться поправки (більші за одиницю) в залежності від площі водозборів (в області $F < 3000 \text{ км}^2$). Коефіцієнти варіації C_v також картовані, до них вводяться поправки (більші за одиницю) на водозборах з $F < 200 \text{ км}^2$.

Подальшим етапом удосконалення і розвитком нормативної бази в колишньому СРСР став СНиП 2.01.14-83, основні вимоги якого викладені в «Пособии по определению расчетных гидрологических характеристик» [20].

Розрахунковий максимальний модуль стоку весняного водопілля заданої щорічної ймовірності перевищення $P\%$ визначається за структурою (2.19), але в дещо іншій редакції

$$q_{p\%} = \frac{k_0 h_{p\%}}{(F + b)^{n_1}} \mu \delta \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (2.22)$$

де b - емпіричний параметр, враховуючий зниження інтенсивності редуції модуля максимального стоку в області невеликих водозборів (змінюється від 1 до 10 км²);

δ - коефіцієнт впливу озер і водосховищ на q_p ;

δ_1 - коефіцієнт зниження максимальних модулів стоку на залісених водозборах

$$\delta_1 = a / (f_n + 1)^{n'}, \quad (2.23)$$

n' - коефіцієнт редуції, який представлено таблицею з урахуванням природної зони (лісової або лісостепової) і ґрунтового покриття водозборів, а також місцеположення лісу на водозборі (при встановленні C_a);

f_n - відносна залісеність водозборів, %;

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1f_o + 1), \quad (2.24)$$

β - коефіцієнт впливу типу боліт на максимальний модуль q_m ;

f_o - відносна заболоченість, %;

δ_3 - коефіцієнт зниження максимального модуля на розораних водозборах (табл.2.2).

Таблиця 2.2 - Коефіцієнт δ_3 в формулі (2.22) [3]

Природна зона	Розораність водозбору, %		
	≥ 70	50	< 50
Лісова і лісостепова	0,9	1,0	1,0
Степова	0,8	0,9	1,0

Параметр k_0 визначається по річках-аналогах, виходячи зі структури (2.22). Отже для визначення максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок рекомендується відома формула редуційного типу (2.22).

Автором цього дослідження у співавторстві з проф. Є.Д. Гопченком неодноразово проведено аналіз структури формул, які рекомендовані нормативним документом СНиП 2.01.14-83 [22-30]. Відзначається, що аналіз окремих авторських розрахункових пропозицій і порівняння результатів є дуже складною задачею, оскільки на регіональному рівні потребують визначення параметрів, які входять до тієї чи іншої структури. Тому пропонується універсальний підхід, що полягає у приведенні

розрахункових структур до вигляду безрозмірних комплексів, за допомогою яких можливе моделювання без залучення вихідних даних [31].

З недоліків, властивих (2.22), слід зазначити головний - включення в знаменник параметра b , який порушує фізичну сутність вихідного рівняння. Згідно [1,24,25,30], чисельник (2.22) представляє собою модуль схилового припливу q'_m , тому що

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m = k_o Y_m, \quad (2.25)$$

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу $\text{м}^3/(\text{скм}^2)$; $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності припливу води зі схилів у руслову мережу; T_0 - тривалість припливу води зі схилів у руслову мережу, год.

З урахуванням (2.25) та в припущенні, що $\mu = 1.0$, $\delta = 1.0$, $\delta_1 = 1.0$, $\delta_2 = 1.0$

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+b)^{n_1}}. \quad (2.26)$$

Параметр b введений в (2.22), для того, щоб дещо зменшити ординати q_m/q'_m в області невеликих водозбірних площ. Згідно з [30], у тундрі і лісотундрі $b=1.0$, у лісостеповій зоні – 2, у степовій зоні, зоні посушливих степів і напівпустель – 10. Побудуємо на базі (2.26) безрозмірний комплекс q_m/q'_m

$$q_m/q'_m = \frac{1}{(F+b)^{n_1}}, \quad (2.27)$$

де q_m/q'_m – коефіцієнт загальної редукції. Його фізичні межі: 1.0 – при $F \rightarrow 0$ і 0 – при $F \rightarrow \infty$.

При перевірці на відповідність цим вимогам рівняння (2.26), враховуючи, що за [20], у тундрі і лісотундрі $n_1=0.17$, у лісостеповій зоні – 0.25, у зонах степовій, посушливих степів і напівпустель – 0.35, з'ясувалося що, для тундри і лісотундри $\left(q_m/q'_m\right)_{F=0} = 1.0$, у лісостеповій зоні – 0.84, в зонах степу, посушливих степів і напівпустель – 0.45.

Очевидно, що структура СНиП 2.01.14-83 в редакції (2.22) фізичним вимогам відповідає лише у тундровій і лісотундровій зонах, а найбільші, причому досить суттєві, розбіжності мають місце у степовій зоні та зонах посушливих степів і напівпустель. Таким чином, застосування для території рівнинної України, особливо для південної степової її частини,

структури (2.22) призводить до суттєвих похибок, перш за все, внаслідок невідповідності її фізичним вимогам в зонах недостатнього та достатнього зволоження.

Фізичні умови ($q_m/q'_m = 1.0$ при $F=0$) задовольняє тільки випадок, коли $b = 1.0 \text{ км}^2$, а розрахункова формула (2.22) повинна використовуватися у редакції

$$q_m = \frac{k_o Y_m}{(F + 1)^{n_1}} \mu \delta \delta_1 \delta_2. \quad (2.28)$$

Слід також звернути увагу на інтегральний характер урахування впливу місцевих факторів (залісеності і заболоченості) на максимальний стік водопіль. З нормативного документа не зрозуміло, до яких з двох параметрів (k_o чи Y_m) відносяться поправки δ_1 і δ_2 . Можна розглядати варіанти, коли залісеність або заболоченість впливають лише на одну складову чисельника у формулі (2.22), в окремих варіантах – на обидві, можливі й інші поєднання їх взаємодії.

У 2003 році СНиП 2.01.14-83, юридично скасований його засновниками – Держбудом Росії і Державним гідрологічним інститутом (м. Санкт-Петербург) та йому на заміну в Росії прийнятий СП 33-101-2003 [32]. Відмінності в їх науково-методичних підходах пов'язані з обсягом вихідної інформації і пакетів різного роду допоміжних карт тих чи інших розрахункових параметрів.

В інших районах колишнього СРСР пішли різними шляхами. Так в Білорусі випустили Посібник 1-98 до СНиП 2.01.14-83. Застосовані в посібнику методи інженерно-гідрологічних розрахунків ґрунтуються на обробці та аналізі даних багаторічних спостережень на мережі станцій і постів Білоруського державного комітету по гідрометеорології по 1994 рік включно (порівняння зі СНиП 2.01.14-83 - по 1975 рік). Повністю перероблений розділ "Визначення розрахункових гідрологічних характеристик при відсутності даних гідрометричних спостережень". На основі даних спостережень на річках Білорусі змінені методи визначення річного і мінімального стоку. Доповнені вимоги щодо визначення максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків при розрахунках у разі неможливості вибору аналога.

В Молдові створено новий нормативний документ СРД.01.05-2012 [32], в якому наряду з формулами СНиП 2.01.14-83 пропонуються альтернативні варіанти розрахунку, запропоновані вченими ОДЕКУ - проф. Лободою Н.С. (розрахунки річного стоку) та проф. Є.Д. Гопченком (розрахунки максимального стоку).

В Україні, також як і в Молдові, була виконана робота зі створення нового нормативного документа ДБН В.2.4-8:2014 "Визначення розрахункових гідрологічних характеристик", але на даний момент він ще офіційно не затверджений. В новому варіанті нормативного документа для України рекомендується, наряду з редуційними структурами, для

визначення максимального стоку рівнинних річок в період весняного водопілля використовувати операторну методику, запропоновану вченими Одеського державного екологічного університету (проф. Є.Д. Гопченко, доц. В.А. Овчарук, проф. Ж.Р. Шакірзанова, доц. М.Є. Романчук), яка буде ретельно представлена у наступних розділах.

2.3 Регіональні методики для розрахунку максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України

При відсутності натурних спостережень над щорічними максимальними витратами води на річках і водотоках розрахункові значення максимумів зазвичай визначаються за формулами, параметри яких повинні відображати загальні та місцеві особливості формування стоку водопілля на річках регіону, що розглядається.

Так, А.А. Соколовим в «Указаниях по определению расчетных максимальных расходов талых вод при отсутствии или недостаточности гидрометрических наблюдений (СН 356-66)», а згодом і у методиці СНиП 2.01-14-83 [20], і звичайно ж, у новому СП 101-33-2003 [32], який замінив вищевказані нормативні документи, розрахункову максимальну витрату води весняного водопілля $Q_{P\%}$ (м³/с) заданої щорічної ймовірності перевищення $P, \%$ слід визначати за редукційною структурою вигляду (2.22), яка досить ретельно описана вище.

З іншого боку, в Україні досить поширеною свого часу була формула запропонована для розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля В.І. Мокляком [34-35]. З одного боку, вона у якості вихідної моделі опирається на теорію руслових ізохрон, а з іншого, через непослідовність практичної реалізації була зведена до редукційного вигляду. Структурно вона взагалі нагадує формули граничної інтенсивності, тобто

$$Q_p = 0,28a_m\varphi F\rho r\lambda, \quad (2.29)$$

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

a_m – максимальна інтенсивність водовіддачі, мм/год 1-відсоткової ймовірності перевищення;

φ – коефіцієнт редукції модуля максимальної витрати;

F – площа водозбору, км²;

ρ – коефіцієнт врахування впливу залісеності, заболоченості, неодночасності віддачі стоку з басейну;

r – коефіцієнт врахування впливу системи водосховищ;

λ – коефіцієнт ймовірності перевищення максимальних витрат води.

0,28 – коефіцієнт розмірності.

Параметри, які входять до формули (2.29), визначаються наступним чином:

1. Максимальна витрата Q_p відповідає ймовірності перевищення $P\%$ і залежить від коефіцієнта λ .

2. Максимальну годинну інтенсивність водовіддачі a_m для опорної 1-відсоткової ймовірності перевищення рекомендується брати у відповідності зі спеціальними таблицями, зокрема приклад такої таблиці наведений нижче (табл.2.3).

Таблиця 2.3 - Регіональні значення максимальної інтенсивності водовіддачі для річок рівнинної частини України за В.І.Мокляком [35-37]

Басейни річок	Інтенсивність водовіддачі, мм/год
1. Правобережжя Прип'яті та праві притоки Дніпра до м. Київ <i>Річки Вишівка, Тур'я, Стохід, Стир, Горинь</i>	6,0
<i>Річки Случь, Уборть, Уж, Тетерів, Ірпінь</i>	7,0
2. Басейн Десни <i>р. Десна та її притоки до м. Брянськ, верхів'я р. Сейм, включаючи басейни рр.Трускар і Свапа.</i>	7,5-8,0
<i>Річки середньої та нижньої течії Десни і Сейму</i>	7,0
3.Лівобережні та правобережні притоки р. Дніпра нижче м. Києва <i>Річки Трубіж, Супой, Вільшанка і Золотоношка</i>	4,0
<i>Річки Рось, Тясмин, Базавлук та Інгулець</i>	6,5
<i>Річки Сула, Псел, Ворскла, Орель, Самара(без Вовчої), Мокра Сура та Конка</i>	7,0
<i>Річка Вовча</i>	8,0
4.Басейн р. Сіверський Донець <i>р. Оскіл</i>	7,5 8,0
5. Річки Приазов'я	6,0
6. Гряда Розточчя і північні схили Подільської височини (<i>річка Західний Буг до м. Кам'янка Бузька, р.Полтва та її притоки</i>)	3,0
7.Мале Полісся та Волинська височина (<i>річка Західний Буг нижче м. Кам'янка Бузька, Рата, Солокія, Веренжанка</i>)	5,0
8.Басейни межиріччя Дунай-Дністер-Південний Буг (<i>річки Кагул, Ялпух, Сарата, Тилігул</i>)	3,0-10,0
9. Басейн р. Південний Буг	7,0

3. Коефіцієнт редуції модуля максимальної витрати води φ визначається в залежності від величини τ і співвідношення $n = \tau/t_c$, де τ – тривалість добігання стоку, t_c – тривалість водовіддачі у добах.

У випадках, коли $n > 1$ ($\tau > t_c$), коефіцієнт φ визначається як

$$\varphi = \frac{0.28 + 0.07n}{1 + 2n} \quad (2.30)$$

або береться за спеціальною таблицею.

Якщо $n < 1$, але $\tau > 1$ доби, тоді

$$\varphi = \frac{0.35}{1 + 2n} \quad (2.31)$$

або береться також за спеціальною таблицею.

І, коли час добігання $\tau < 1$ доби, то

$$\varphi = \frac{t_c}{0.92t_c - 0.24 + (1.94t_c + 5.95)\tau} \quad (2.32)$$

Для досить малих водотоків – з $\tau \leq 0,04$ доби (тобто менше години) $\varphi = 1$.

4. Тривалість добігання хвилі водопілля τ визначається шляхом ділення довжини водотоку L , км, виміряної по найбільш довгій притоці від витoku річки (а для малих річок з $\tau \leq 1$ доби – від водороздільної лінії), на швидкість добігання V , км/д.

Швидкість добігання хвилі водопілля визначається як

$$V = aH^{1/3}, \quad (2.33)$$

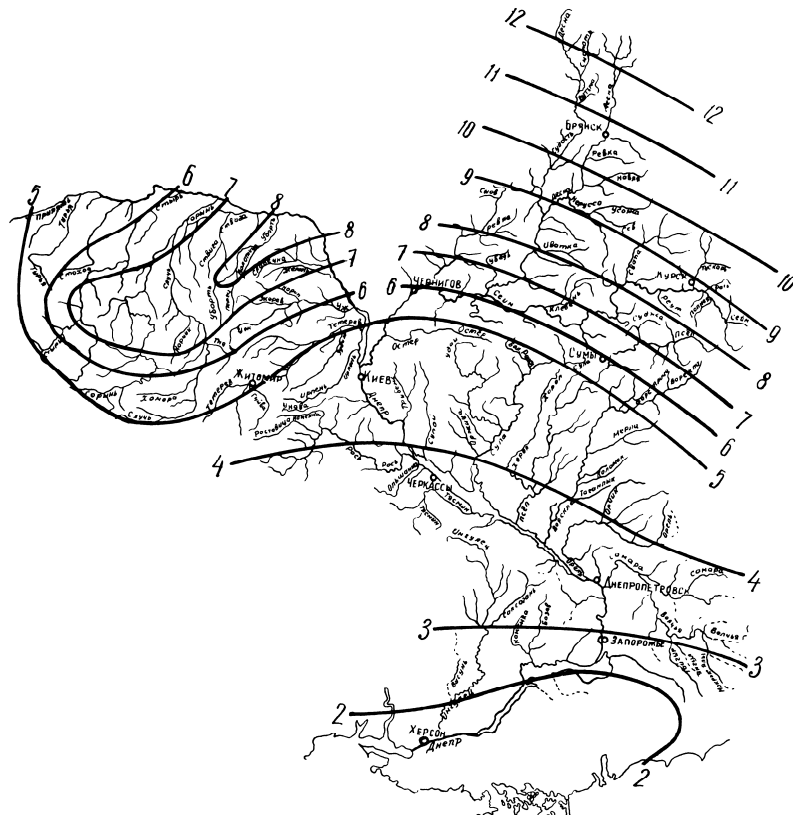
де a – коефіцієнт форми русла та шорсткості його дна і стінок, береться з відповідної для нього таблиці;

H – висота падіння річки від її витoku до розрахункового створу, а для невеликих річок (з $\tau < 1$ доби) – від водорозділу до розрахункового створу, м.

5. Тривалість водовіддачі від сніготанення (схилового припливу) t_c визначається по спеціальних картах ізоліній, приклади яких для басейнів Дніпра та Сіверського Дінця наведені на (рис.2.5).

6. Коефіцієнт врахування впливу залісенності, заболоченості і неодночасності сніготанення на окремих частинах басейну визначається за формулою

$$\rho = \frac{t_c + \tau}{m_0 t_c + \tau + t_H} \quad (2.34)$$



а) басейн Дніпра



б) басейн Сіверського Дінця

Рис.2.5 - Ізолінії тривалості водовіддачі від талого стоку (діб) [35-36].

Коефіцієнт m_0 , який враховує підвищений час водовіддачі t_c за рахунок впливу залісенності та заболоченості, визначається за формулою

$$m_0 = 1 + \alpha \frac{f_l}{F} + \frac{f_b}{F}, \quad (2.35)$$

де f_l – площа басейну, покрита лісом, км²;

f_b – площа під болотами, км²;

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

7. Тривалість неодночасності віддачі стоку від сніготанення визначається за співвідношенням

$$t_H = T_B - T_c, \quad (2.36)$$

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

T_c – той же час біля низового (розрахункового) створу.

Дані про T_B і T_c встановлюються за картографіями, приклади яких наведені на (рис.2.6), де ізолінії руху фронту сніготанення показані в добах (без прив'язки до календаря) для року з умовами формування високих максимальних витрат води.

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

$$r = 1 - \frac{W_1}{S_1} \left[1 - \left(1 - \frac{f_1}{F} \right)^n \right], \quad (2.37)$$

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

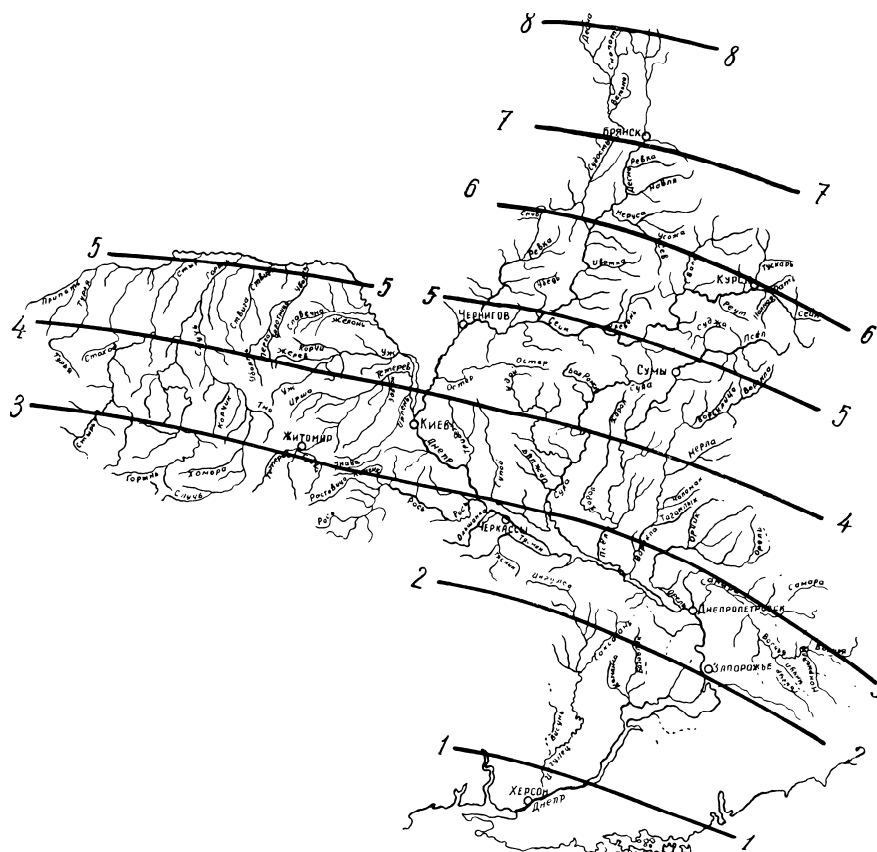
S_1 – стік з водозбірної площі f_1 ;

n – показник степеня, який для весняного водопілля беруть на рівні 0,75.

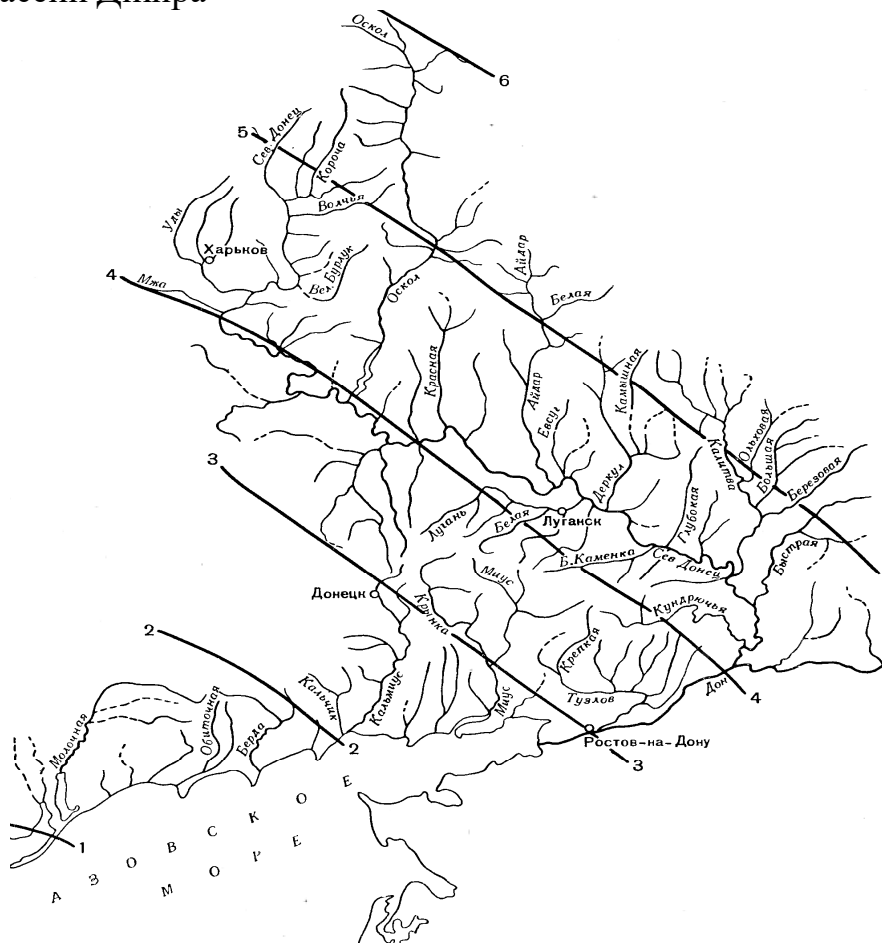
9. Коефіцієнти ймовірності перевищення максимальних витрат води λ беруться з таблиці, в якій наведені осереднені значення перехідних коефіцієнтів у межах виділених районів.

Таким чином, за формулою (2.29) можна визначити максимальну витрату 1-відсоткової ймовірності перевищення ($P=1\%$) при $\lambda=1,0$, а потім й інших ймовірностей перевищення (P) за допомогою перехідних коефіцієнтів.

Якщо уважно проаналізувати не тільки вигляд цієї формули, але й сутність її основних параметрів, то можна дійти висновку, що відноситься вона не до типу граничної інтенсивності, а скоріш до редуційного. Як відзначається самим автором формули, коефіцієнт редуції модуля максимальної витрати води φ визначається в залежності від величини τ і співвідношення $n = \tau/t_c$, де τ – тривалість добігання стоку (в наших позначеннях t_p), а t_c – тривалість водовіддачі у добах, що по суті дорівнює тривалості схилового припливу T_0 .



а) басейн Дніпра



б) басейн Сіверського Дінця

Рис.2.6 - Ізолінії руху фронту сніготанення (діб) [35-36].

Таким чином, різниця між відомими редуційними формулами і (2.29) полягає в тому, що замість площі водозбору (як інтегрального показника редуції) використовується співвідношення $n = \tau/t_c$, або у наших позначках t_p/T_0 . Тобто формулу В.І. Мокляка можна представити у розрахунковому вигляді (без додаткових коефіцієнтів) таким чином:

а) за $t_p/T_0 < 1$ і $t_p < 1$ доби

$$q_m = \frac{a_m}{T_0 / [0,92T_0 - 0,24 + (1,94T_0 + 5,95)t_p]}; \quad (2.38)$$

б) за $t_p/T_0 < 1$, але за $t_p > 1$ доби

$$q_m = \frac{a_m}{0,35 / (1 + 2t_p/T_0)}; \quad (2.39)$$

в) за $t_p/T_0 > 1$

$$q_m = \frac{a_m}{(0,28 + 0,07t_p/T_0) / (1 + 2t_p/T_0)}. \quad (2.40)$$

Аналізуючи складові цієї формули, слід зауважити, що оскільки для весняного водопілля на рівнинних річках України t_{cx} (тривалість схилового добігання) суттєво менша, ніж загальна тривалість водовіддачі t_e , то без великих похибок можна припустити, що графік водовіддачі майже повністю співпадає з гідрографами схилового припливу. В цьому випадку можна взяти $q'_m = a_m$.

Але у рівняннях (2.38 – 2.40) в чисельнику використовується не максимальна інтенсивність водовіддачі, а середня годинна її величина. Для з'ясування можливого прийняття $a_m = \bar{a}_{m,год}$ представимо графіки водовіддачі та схилового припливу у редуційному вигляді

$$a_t = a_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_e} \right)^n \right], \quad (2.41)$$

де a_m - максимальна інтенсивність водовіддачі.

Проінтегруємо (2.41) від 0 до 1 год з метою знаходження $\bar{a}_{m,год}$.

$$\bar{a}_{m, \text{зод}} = \int_0^1 a_t dt = a_m \left(1 - \frac{1}{n+1} \frac{1}{t_e^n} \right). \quad (2.42)$$

З (2.42) можна отримати відношення $\bar{a}_{m, \text{зод}} / a_m$

$$\bar{a}_{m, \text{зод}} / a_m = \left(1 - \frac{1}{n+1} \frac{1}{t_e^n} \right). \quad (2.43)$$

За умови $t_{cx} = 0$, тривалість схилового припливу T_0 співпадає з t_e . У межах рівнинної України значення T_0 коливаються в досить широкому діапазоні - від 556 (р.Іква-Млинівська ГЕС) до 58 год (р.Інгул-с.Седнівка).

При цих значеннях T_0 і $n = 0,087$ визначені співвідношення $\bar{a}_{m, \text{зод}} / a_m$, які у першому випадку становлять 0,47, а у другому - 0,35. В результаті, використання у формулах В.І.Мокляка величини \bar{a}_m замість a_m „тягне” за собою заниження верхніх граничних величин на 53 - 65%. Слід звернути увагу також на ще одну обставину. Вона стосується верхнього граничного значення q_m / a_m у базовій структурі (2.29). Вважаючи, що a_m повинно співпадати з q'_m , можна записати рівняння у такій формі:

$$q_m / a_m = q_m / q'_m = 1 / T_0 / [0,92T_0 - 0,24 + (1,94T_0 + 5,95)t_p]. \quad (2.44)$$

Саме (2.44) описує редукцію у верхній частині функції $q_m / q'_m = f(t_p / T_0)$. Беручи $t_p / T_0 = 0$, будемо мати

$$q_m / a_m = q_m / q'_m = \frac{T_0}{0,92T_0 - 0,24} \approx \frac{1}{0,92} = 1,09. \quad (2.45)$$

Таким чином, аналіз структури формули (2.29) з використанням безрозмірного комплексу q_m / q'_m , дозволяє дійти висновку, що формула В.І.Мокляка, наведена в [34], є недосконалою як за структурою, так і за параметрами:

1. Вона не відповідає граничному значенню $q_m / q'_m = 1,0$ за $t_p / T_0 = 0$.

2. Не обґрунтованим є прийняття у розрахунковій структурі середньої годинної величини інтенсивності водовіддачі, замість її максимального значення.

3. Не зрозумілою чому рівняння (2.32), на відміну від двох попередніх – (2.30) – (2.31) є розмірним.

Ще одна регіональна методика, яка опирається на модель руслових ізохрон, була запропонована Й.А. Железняком [38]. Переконавшись в тому, що реалізація моделі руслових ізохрон вимагає наявності не тільки кривих ізохрон і гідрографів водовіддачі, але й трансформаційної функції, пов'язаної з русло-заплавним регулюванням, Й.А. Железняк вводить в розрахункову схему поняття функції впливу, яка є, по суті, комбінацією двох функцій трансформації - ізохрон і руслового регулювання, і тоді

$$Q_i = q'_i P_1 + q'_{i-1} P_2 + \dots + q'_{i-t_p+1} P_{t_p} \quad (2.46)$$

Максимальна середньодобова витрата води при цьому дорівнює

$$\tilde{Q}_m = 0.0116 k_{м.г.м} Y_m F, \quad (2.47)$$

де $k_{м.г.м}$ - так званий метеоролого - гідравліко - морфометричний параметр.

Щоб зрозуміти сутність параметра $k_{м.г.м}$, який, за Й.А. Железняком, є відношенням

$$k_{м.г.м} = \left(\sum_{i=1}^{t_p} q'_i P_i \right)_m / \sum_{i=1}^{T_0} q'_i, \quad (2.48)$$

домножимо і поділимо праву частину (2.47) на $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$.

Тоді

$$\tilde{q}_m = k_{м.г.м} \tilde{q}'_m \frac{n}{n+1} \cdot T_0 \quad (2.49)$$

Звідки

$$k_{м.г.м} = \tilde{q}_m / \tilde{q}'_m \cdot \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \quad (2.50)$$

З (2.50) видно, що ніяким «метеоролого - гідравліко - морфометричним» змістом $k_{м.г.м}$ не володіє, а є всього лише коефіцієнтом загальної редуції, помноженої на коефіцієнт схилової трансформації $(n+1/n) \cdot (1/T_0)$.

Якщо на основі (2.50) побудувати безрозмірний комплекс, то він буде мати вигляд

$$\frac{q_m}{q'_m} = \frac{n}{n+1} k_{м.г.м.} \cdot T_0. \quad (2.51)$$

Через фізичну невизначеність $k_{м.г.м.}$ досить складно здійснити перевірку (2.51) стосовно відповідності її граничним вимогам [39].

Методики, запропоновані представниками Одеської школи теоретичної та прикладної гідрології. На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ сформувалася і існує відома в Україні та у зарубіжжі наукова школа в галузі теоретичної й прикладної гідрології. Засновниками цієї школи є проф.Бефані А.М., проф.Бефані Н.Ф., на теперішній час її очолює проф.Гопченко Є.Д.

Фундаментальні роботи професора А.М.Бефані [40] присвячені теорії розрахунків максимального стоку річок, головним чином, стоку паводків. Перший досвід в застосуванні теорії паводкового стоку належить Н.Ф.Бефані[41]. Нею розроблені науково-методичні підходи до складання територіально загальних прогнозів дощових паводків річок Карпат. Подальший розвиток теорія максимального стоку А.М.Бефані отримала в роботах його учнів, причому не тільки для паводків, а й для весняних водопіль. Найбільш відомою формалізацією цього напрямку є диференціальне рівняння, запропоноване (в останній редакції) А.М. Бефані [42]:

$$V \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\omega + \omega_z + \delta \omega_a) = \alpha B_t q'_t, \quad (2.52)$$

де ω - площа поперечного перерізу потоку;

ω_z - площа поперечного перерізу заплави;

ω_a - площа поперечного перерізу алювію;

δ - пористість алювію.

Спрощений розв'язок (2.52) є обґрунтуванням розрахункової формули

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varphi \varepsilon_F, \quad (2.53)$$

де k_2 - гідрографічний коефіцієнт, який визначається в залежності від співвідношення між t_p і T_0 , зокрема,

- при $t_p < T_0$

$$k_2 = k_1 = \int_0^{t_p} q'_t B_t dt; \quad (2.54)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$k_2 = k_2 = \int_0^{T_0} q'_t B_t dt; \quad (2.55)$$

φ - коефіцієнт повноти схилового припливу, причому:

- при $t_p < T_0$

$$\varphi = \int_0^{t_p} q'_t dt / \int_0^{T_0} q'_t dt; \quad (2.56)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$\varphi = 1.0. \quad (2.57)$$

Формула (2.53), не зважаючи на труднощі, пов'язані з обґрунтуванням параметрів, що входять до неї, набула досить значного поширення. Але при її аналізі в роботах [27,43-44] вказано й на деякі недоліки, що стосуються як самої структурної бази (2.52), так і окремих параметрів:

1. Досить наближенням є прийняття постійною густотою гідрографічної мережі α по довжині річок.

2. Не відповідають природі явища лінійні залежності $\omega_3 = f(\omega)$ і $\omega_a = f(\omega)$, які були взяті з метою спрощення (2.52).

3. При інтегруванні (2.52) коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F брався постійним, незалежно від розміру водозборів.

Перевіримо (2.53) на її відповідність граничним умовам. З цією метою запишемо аналітичний вираз для φ , а саме [42]:

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]. \quad (2.58)$$

За умови $t_p < T_0$ формула (2.53) набуде вигляду

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m k_1 \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F = q'_m k_1 \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F. \quad (2.59)$$

Коефіцієнт загальної редукції q_m / q'_m , виходячи з (2.59), становить

$$q_m / q'_m = k_1 \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F. \quad (2.60)$$

При $t_p/T_0 = 0$ вираз у квадратних дужках дорівнює одиниці, k_1 і ε_F - теж дорівнюють одиниці, а тому зверху q_m/q'_m буде обмеженим на рівні одиниці.

При співвідношенні $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varepsilon_F. \quad (2.61)$$

Помноживши чисельник і знаменник у (2.59) на k_0 , отримаємо такий вираз

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} k_2 \varepsilon_F. \quad (2.62)$$

Звідси коефіцієнт загальної редукції

$$q_m/q'_m = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} k_2 \varepsilon_F. \quad (2.63)$$

Очевидно, що при $t_p \rightarrow \infty$, незалежно від T_0 , $\frac{n}{n+1}$ і ε_F , q_m/q'_m буде дорівнювати нулю.

Таким чином, у структурному відношенні формула (2.53) повною мірою відповідає граничним умовам.

Більш загальною при розгляді процесів формування максимального стоку є розгорнута модель руслових ізохрон. Вона зводиться до розв'язання рівнянь[31,43]:

- при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.64)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt. \quad (2.65)$$

При інтегруванні (2.64) і (2.65) функції q'_t і B_t беруться у редукційному вигляді, тобто

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (2.66)$$

а

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right], \quad (2.67)$$

де B_m – максимальна ширина водозбору по ізохронах руслового добігання.

Вирішуючи (2.64) і (2.65), з урахуванням (2.67) і (2.68), Є.Д. Гопченко [43-46] обґрунтував структуру *операторного типу*

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \quad (2.68)$$

де $\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right)$ – коефіцієнт розпластування паводкових і повеневих хвиль під впливом часу руслового добігання. Зверху він обмежений одиницею (при $\frac{t_p}{T_0} = 0$), а знизу (при $t_p \rightarrow \infty$) – нулем.

Відносно безрозмірного комплексу $\frac{q_m}{q'_m}$ (2.68) запишеться у редакції

$$\frac{q_m}{q'_m} = \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F. \quad (2.69)$$

Теоретично $\frac{q_m}{q'_m}$ у структурі (2.68) знаходиться у фізичних межах $\div 1.0$ при $\frac{t_p}{T_0} = 0$ і 0 – при $t_p \rightarrow \infty$.

2.4 Операторна модель формування максимального стоку річок в умовах змін клімату

Наведений вище аналіз нормативних рекомендацій і регіональних розрахункових формул у галузі максимального стоку річок свідчить про наявність у більшості з них суттєвих недоліків. Зокрема:

1. Сучасні математичні моделі дають змогу з доволі високою точністю визначити стік на окремих вивчених водозборах, використовуючи велику кількість вихідної інформації. Для невивчених у гідрологічному відношенні річок такі моделі не застосовуються.

2. В нормативних документах передбачається різний методичний підхід при визначенні розрахункових характеристик паводків і водопіль. Зокрема, для весняного водопілля рекомендуються формула редуційного вигляду, яка має досить обмежене використання, оскільки передбачає вузький діапазон коливань у просторі тривалості схилового припливу. Ця вимога є скоріше винятком, ніж правилом.

3. Найбільш теоретично обґрунтованими слід вважати формули, які ґрунтуються на моделі руслових ізохрон.

Безпосередньо модель руслових ізохрон була реалізована А.В. Огієвським і його учнями, зокрема, В.І. Мокляком і П.Ф. Вишневським. Не зупиняючись на окремих сторонах авторських пропозицій стосовно структури розрахункових схем, лише зауважимо, що усі вони відійшли від послідовного дотримання теоретичних положень моделі руслових ізохрон. З цих причин формули названих авторів не мають перспектив до широкого використання в майбутньому.

Дещо відмінною була реалізація моделі ізохрон А.М. Бефані. Задача в цілому звелася до формулювання і вирішення балансового рівняння для руслових ізохрон. Але при цьому були зроблені припущення, що у просторі залишається постійною густота річкової мережі, а урахування ефектів русло-заплавного регулювання максимальних модулів паводків і водопіль здійснюється не досить коректно.

Тому свого часу Є.Д. Гопченко запропонував дещо інший підхід до побудови розрахункової бази для нормування характеристик максимального стоку з річкових водозборів, причому - єдиної у структурному відношенні як для дощових паводків, так і для водопіль [45]. В подальшому свого розвитку ця модель набула у сумісних працях Є.Д. Гопченка з його учнями, зокрема вперше реалізована на прикладі басейну Сіверського Дінця у спільній монографії з автором цього дослідження [43].

За вихідну пропонується взяти розгорнутий варіант моделі руслових ізохрон. Складовими такої моделі є гідрограф схилового припливу, функція ізохрон руслового добігання і русло-заплавне регулювання. Блок-схема, що описує процес трансформації паводків русловою мережею, показана на (рис. 2.7).

Реалізується вона за допомогою інтегральних рівнянь:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t f_t \varepsilon_t dt; \quad (2.70)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t f_t \varepsilon_t dt. \quad (2.71)$$

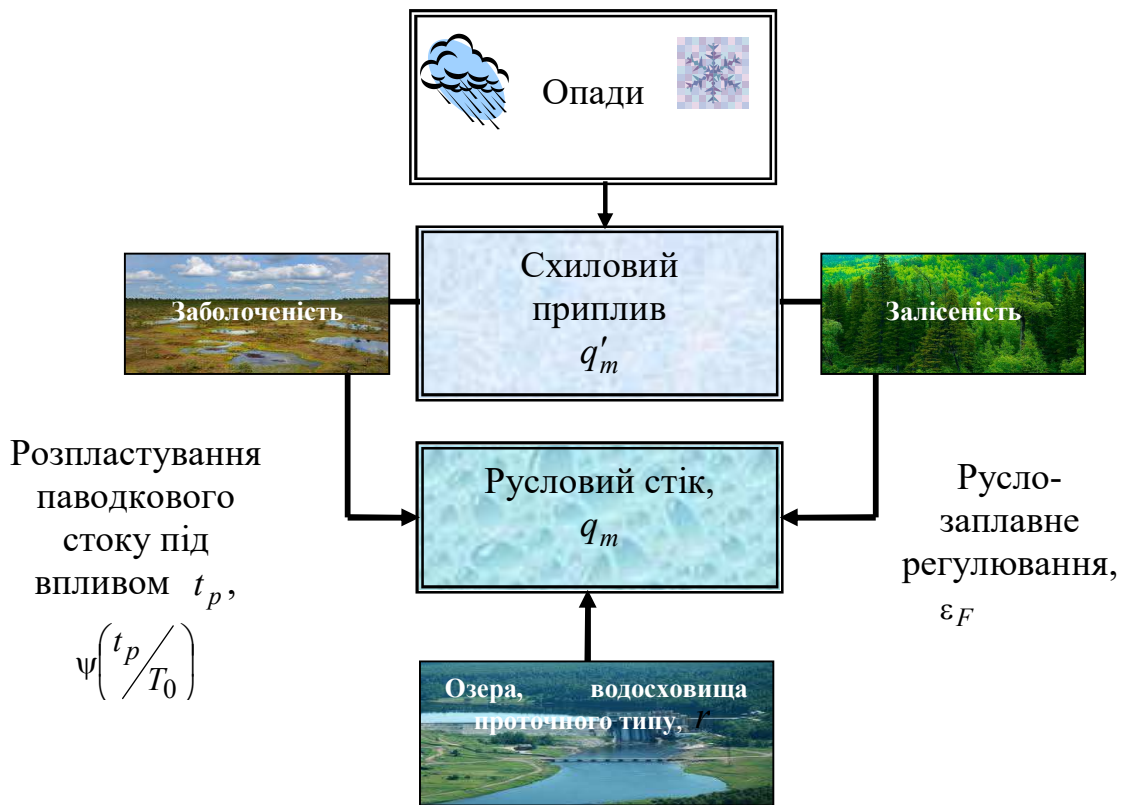


Рис. 2.7 - Трансформація паводкового стоку гідрографічною мережею.

Якщо взяти до уваги, що швидкість руху паводкових хвиль незначно залежить від розмірів водозборів, то справедливою буде тотожність

$$f_t = f_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right] = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right]. \quad (2.72)$$

Таким чином, замість (2.70) і (2.71) можна записати:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t B_t \epsilon_t dt; \quad (2.73)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t B_t \epsilon_t dt. \quad (2.74)$$

Замість (2.73) і (2.74) надамо їх спрощені вирази:

а) при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{cnp} = V\bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt ; \quad (2.75)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{cnp} = V\bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} q'_t B_t dt . \quad (2.76)$$

Введемо позначення

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{cnp}} = k_\varepsilon . \quad (2.77)$$

У цьому випадку:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V\varepsilon_F \int_0^{t_p} q'_t B_t dt ; \quad (2.78)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V\varepsilon_F \int_0^{T_0} q'_t B_t dt , \quad (2.79)$$

де $\varepsilon_F = \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon$ або $\varepsilon_F = \bar{\varepsilon}_{T_0} k_\varepsilon$ (в залежності від співвідношення t_p і T_0).

Інтегрування (2.78) і (2.79), з урахуванням (2.70) і (2.71), приводить до таких виразів:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = q'_m \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F ; \quad (2.80)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right] \varepsilon_F , \quad (2.81)$$

де q_m - максимальний модуль руслового стоку, м³/(скм²).

Очевидно, що вирази у квадратних дужках є за своєю сутністю редуційними функціями, які залежать від співвідношення t_p / T_0 , форми

водозборів і динаміки припливу води зі схилів до руслової мережі, причому:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (2.82)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right]. \quad (2.83)$$

До (2.82) і (2.83) слід додати ще два дуже важливих варіанти її, а саме:

в) при $t_p / T_0 = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (2.84)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (2.85)$$

Особливості поведінки функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ показані на (рис.2.8).

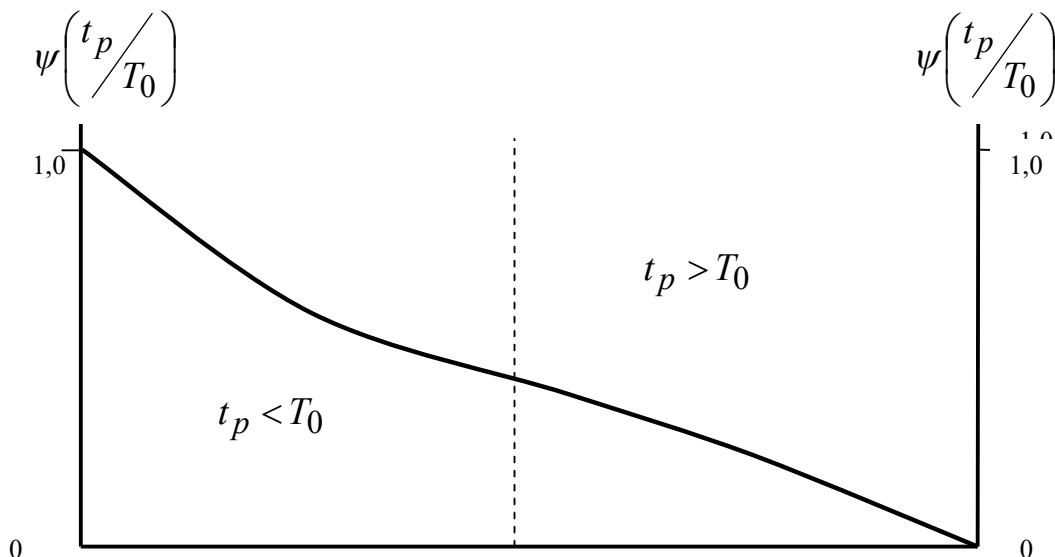


Рис. 2.8 - Залежність коефіцієнта трансформації $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ від співвідношення t_p/T_0 .

З іншого боку, аналіз рівнянь (2.82)-(2.85) показує, що функція $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ залежить не тільки від співвідношення t_p/T_0 , але також і від форми графіків припливу (n) і водозбору (m_1).

На (рис.2.9) наводиться залежність трансформаційної функції від співвідношення t_p/T_0 при $n=0.40$ (що зазвичай відповідає паводкам в умовах степової зони) і при $n=0.05$ (що є типовим для області "підпертого" стоку, паводків на гірських річках і весняної повені). Залежності характеризуються різким убуттям в області $t_p/T_0 < 1.0$. Потім темп спадання функції при переході в область $t_p/T_0 \geq 1.0$ значно сповільнюється.

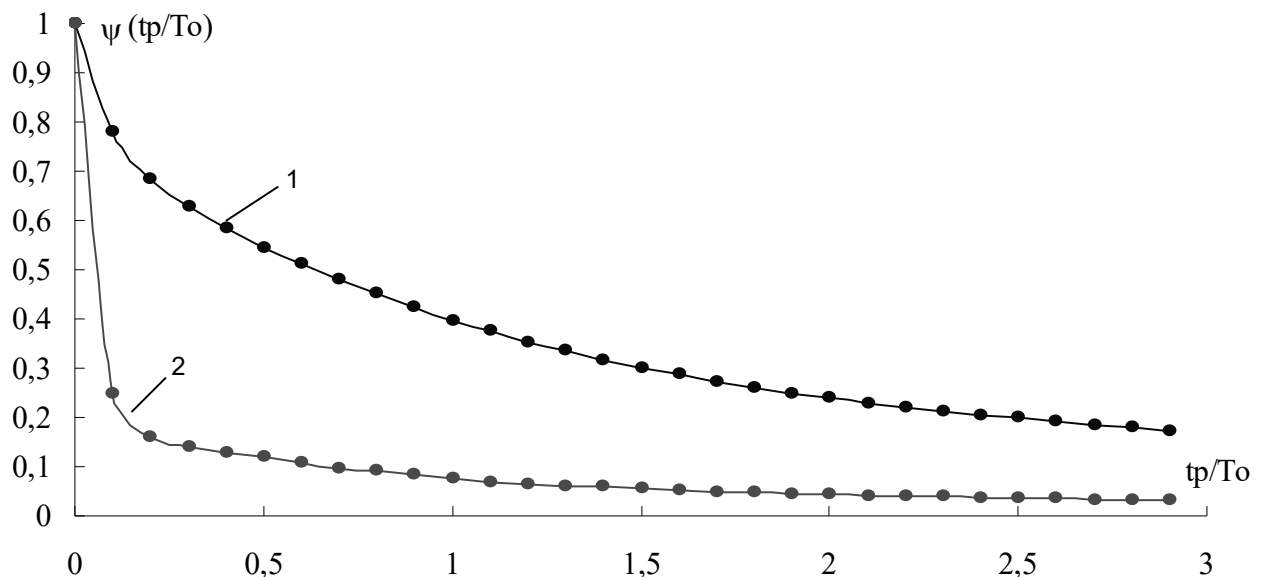


Рис.2.9-Залежність трансформаційної функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ від співвідношення t_p/T_0 при: 1 - $n=0.4$; 2 - $n=0.05$.

Як видно з (рис.2.9), редукція кривої $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = f(t_p/T_0)$ тим сильніша, чим менше показник степеня в рівнянні кривої припливу. Так, наприклад при $t_p/T_0=0.2$ функція $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ при $n=0.40$ дорівнює 0.68, в той же час при $n=0.05$ – тільки 0.15. Така ж тенденція зберігається у всьому

діапазоні, але поступово вони зближуються, аж до збігу при $t_p / T_0 \rightarrow \infty$,

$$\text{коли } \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0.$$

Отже, форма графіка припливу відіграє виключно важливу роль в трансформації максимального модуля паводків й водопіль, особливо при високих коефіцієнтах нерівномірності схилового припливу [43].

Узагальнюючи (2.80) і (2.81), з урахуванням (2.82)-(2.85), остаточна структура для нормування характеристик максимального стоку набуде вигляду:

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F \cdot r, \quad (2.86)$$

де r – коефіцієнт редукції q_m під впливом озер, водосховищ, ставків проточного типу;

q'_m - модуль схилового припливу, який розраховується за рівнянням

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (2.87)$$

$\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності припливу води зі схилів до руслової мережі;

T_0 – тривалість схилового припливу.

Науково-методичні підходи до визначення параметрів, які описують основні риси гідрографів схилового припливу (зокрема, T_0 і $\frac{n+1}{n}$) досить ґрунтовно викладені у [47-51]. Необхідно дещо зупинитися на коефіцієнті русло-заплавного регулювання ε_F . Якихось спеціальних спостережень за цим трансформувальним параметром в системі гідрологічних вимірювань на річках не проводиться. Тому пропонується визначити його зворотним шляхом з (2.86), тобто

$$\varepsilon_F = \left(\frac{q_m}{q'_m}\right) / \left[\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \cdot r\right]. \quad (2.88)$$

Якщо вдається просторово узагальнити q_m / q'_m в залежності від розміру водозборів, то (2.88) матиме вигляд

$$\varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} / \left[\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \cdot r\right]. \quad (2.91)$$

У розрахункових побудованнях ε_F надається у табличній формі з одним входом, а саме – площею водозборів F , або у вигляді залежності від

площі водозбору, яка, зазвичай, добре описується рівнянням експоненціального вигляду.

На (рис.2.10) показано графіки функції ε_F від площі водозборів при різних значеннях n_1 .

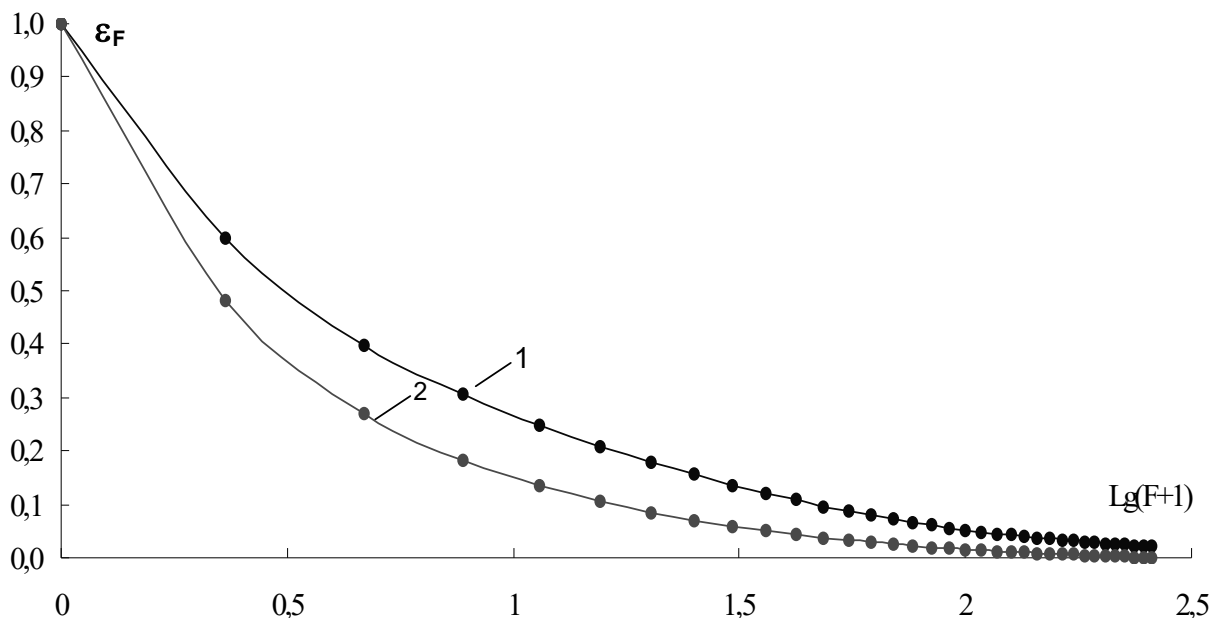


Рис.2.10 - Залежність коефіцієнта русло-заплавного водообміну і регулювання від площі водозборів при різних значеннях n_1 : 1 - $n_1=0.35$; 2 - $n_1=0.60$.

У першому випадку $n_1=0.35$ (що характерно для водопілля у лісостеповій і степовій зонах), а в другому - $n_1=0.60$ (що зазвичай відповідає паводкам).

Як видно з (рис.2.10), залежності $\varepsilon_F = f(F)$ виходять з одиниці при $F \rightarrow 0$ і мають в області малих площ різко регресивний характер, причому регулювання паводків в діапазоні до 100 км^2 відбувається сильніше, ніж водопіль. Надалі обидві криві практично збігаються.

До практичного застосування структура (2.86) доведена на прикладі річок Причорноморської низовини, басейнів річок Прип'яті і Сіверського Дінця, річок Криму, Карпат, Алжиру [44,43,52-59]. Вона увійшла до нового нормативного документу республіки Молдова [33]. Її переваги полягають в такому:

1. Формула (2.86) є універсальною з погляду її застосовності як для паводків, так і водопіль.
2. Область її застосування – від окремих схилів до крупних розгалужених річкових систем.
3. В рівній мірі формулу (2.86) можна застосувати як з використанням шарів стоку Y_m (паводки і повені), так і снігозапасів S_m

(весняна повінь) і дощових опадів H_m (дощові паводки). У цьому випадку (2.87) набуде вигляду

а) для весняної повені

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} S_m \eta_v, \quad (2.92)$$

б) для дощових паводків

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_m \eta_d, \quad (2.93)$$

де S_m – максимальні снігозапаси на початку весняної повені;

H_m – розрахункові дощові опади;

η_v і η_d – коефіцієнти стоку весняного водопілля і дощових паводків.

До операторного вигляду «схиловий приплив - русловий стік» можна привести і структури граничної інтенсивності. Така задача вирішена у дисертаційній роботі Траскової А.В. під керівництвом автора цього дослідження (на прикладі басейну р. Дністер). Докладно цей варіант розрахункової методики представлений у монографії [60].

Операторна модель формування максимального стоку в умовах змін клімату. З огляду на те, що останнім часом відбуваються регіональні і глобальні зміни клімату, при розрахунках стокових характеристик виникає необхідність введення відповідних поправок. Зокрема, в [61] пропонується, спираючись на чинний в Росії нормативний документ СП 33-101-2003 [32], розраховувати відповідні характеристики стоку, а потім вводити до них так звану «кліматичну поправку». В якості проектного пропонується брати більше з отриманих значень, тобто з поправкою і без неї.

За базову стохастичну модель формування стоку пропонується диференціальне рівняння першого порядку:

$$dQ/dt = -(1/k\tau)Q + X/\tau, \quad (2.94)$$

де Q - ковзні осереднені витрати води (модулі або шари) у замикальному створі річкового басейну; k - коефіцієнт стоку, якому може надаватися різний сенс в залежності від типу багаторічного стоку (він може братися як постійним, так і таким, що залежить від факторів підстильної поверхні: залісеності басейну, його заболоченості, ступеня урбанізації й ін., або від гідрометеорологічних факторів – інтенсивності опадів X і температури повітря T^0C); τ - час релаксації річкового басейну.

Надалі рівняння (2.94), з урахуванням деяких перетворень, замінено статистично еквівалентним йому рівнянням Фоккера-Планка-Колмогорова (ФПК), яке описує марківську еволюцію щільності ймовірності $p(Q;t)$:

$$\frac{\partial p(Q;t)}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial Q}(A(Q;t)p(Q;t)) + 0.5 \frac{\partial^2}{\partial Q^2}(B(Q;t)p(Q;t)), \quad (2.95)$$

де A і B – коефіцієнти зносу і дифузії, які визначаються фізико-статистичними параметрами, такими як математичне сподівання та ін.

Основним аргументом на користь моделі (2.95), на думку авторів, є те що для стаціонарних випадкових процесів вона переходить в рівняння Пірсона:

$$\frac{\partial p}{\partial Q} = \frac{Q-a}{b_0 + b_1 Q + b_2 Q^2} p, \quad (2.96)$$

розв'язком якого є сімейством кривих $p(Q)$, які широко використовуються в інженерній гідрології.

Через короткі ряди спостережень зазвичай обмежуються 3-4 моментами ймовірнісними розподілами, і тому пропонується апроксимувати (2.95) системою диференціальних рівнянь для початкових моментів m_i :

$$\begin{aligned} dm_1 / dt &= -(\bar{c} - 0.5G_{\bar{c}})m_1 - 0.5G_{\bar{c}\bar{N}} + \bar{N}; \\ dm_2 / dt &= -2(\bar{c} - G_{\bar{c}})m_2 + 2\bar{N}m_1 - 3G_{\bar{c}\bar{N}}m_1 + G_{\bar{N}}; \\ dm_3 / dt &= -3(\bar{c} - 1.5G_{\bar{c}})m_3 + 3\bar{N}m_2 - 7.5G_{\bar{c}\bar{N}}m_2 + 3G_{\bar{N}}m_1; \\ dm_4 / dt &= -4(\bar{c} - 2G_{\bar{c}})m_4 + 4\bar{N}m_3 - 14G_{\bar{c}\bar{N}}m_3 + 6G_{\bar{N}}m_2. \end{aligned} \quad (2.97)$$

Цієї системи рівнянь достатньо для визначення всіх розрахункових гідрологічних характеристик: норми $\bar{Q} = m_1$, коефіцієнтів варіації $C_v = f(m_1, m_2)$ і асиметрії $C_s = f(m_1, m_2, m_3)$, а також ексцесу $Eh = f(m_1, m_2, m_3, m_4)$.

Рішення прогностичної задачі пропонується розділити на два етапи: за наявними нормою стоку і коефіцієнтами варіації та асиметрії (за даними спостережень) знаходяться значення моментів m_i і за ними виконується параметризація моделі (2.97), тобто розраховуються $\bar{c}, \bar{N}, G_{\bar{c}}, G_{\bar{N}}, G_{\bar{c}\bar{N}}$, а потім, змінюючи відповідно до кліматичного сценарію значення $c(X, T)$ та $N(X)$, знаходяться прогностні (точніше сценарні) значення моментів m_i^{np} . За отриманими значеннями моментів визначаються прогностні розрахункові характеристики $Q_{p\%}^{np}$, які будуть відрізнятися від фактичних

урахуванням кліматичних змін за період експлуатації проєктованих споруд [61].

В цілому методика, запропонована вченими РГГМУ, на нашу думку, може бути використана на практиці, але врахування «кліматичної поправки» через початкові моменти є дещо опосередкованою і складною процедурою.

Операторна модель дає можливість вводити «кліматичні поправки» безпосередньо до максимальних снігозапасів і стокоформуєчих опадів в період весняного водопілля і паводків, а також до коефіцієнтів стоку. Вперше такий варіант розрахункової моделі запропоновано автором цього дослідження у спільній статті з Є.Д.Гопченком та І.Г.Семеновою [62]. Суть удосконалення базової операторної моделі полягає у тому, що враховуючи те, що всі прогнозні моделі і сценарії провідних світових центрів, які представлені на сайті Центру поширення даних (DDC) Міжурядової групи з кліматичних змін (IPCC, <http://ipcc-data.org>), дають можливість отримати прогнозні середні значення температури повітря і опадів, вони використовуються в якості предикторів ймовірного прогнозу змін розрахункових величин максимального стоку річок.

Автором проведено дослідження взаємозв'язків між прогнозованими (середньобогаторічні річні температура повітря і опади) і розрахунковими величинами - максимальними снігозапасами і опадами під час весняного водопілля. Для території рівнинної України за даними 103 метеостанцій по снігозаписах і 315 метеостанцій по опадах [63] отримані відповідні залежності, які показані на рис. 2.11-2.12.

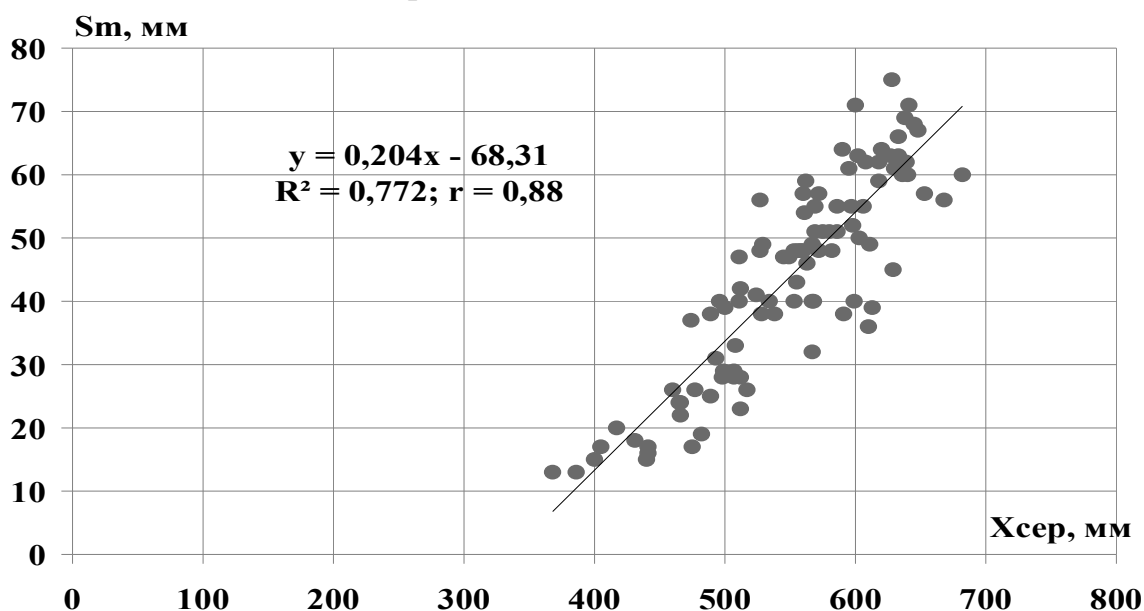


Рис. 2.11 – Залежність максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля від середньобогаторічних опадів (рівнинна територія України).

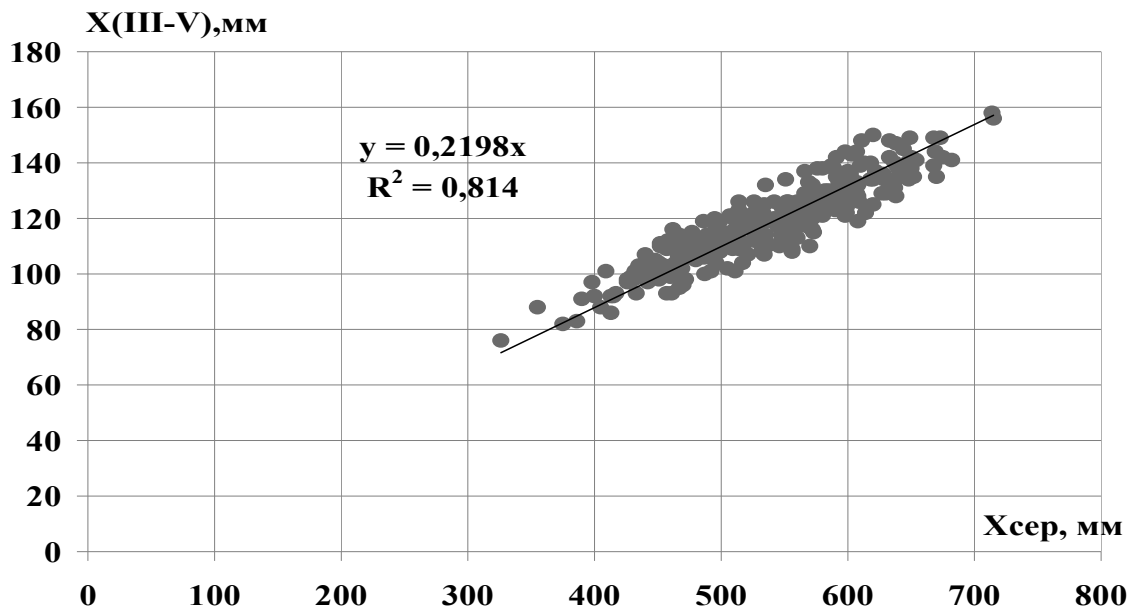


Рис. 2.12 – Залежність опадів за період водопілля від їх середньобогаторічної величини (рівнинна територія України).

Отримані залежності (рис. 2.11-12) мають досить високі коефіцієнти кореляції (для залежності $S_m = f(\bar{X})$ - $r = 0,88$; для залежності $X_{III-V} = f(\bar{X})$ - $r = 0,90$). Отже, в залежності від розрахованих за однією з моделей і відповідним сценарієм прогнозних значень \bar{X} , можна внести відповідну поправку до значень снігозапасів і опадів під час водопілля.

Аналогічний результат отримано для зв'язків між середньобогаторічною температурою повітря і досліджуваними характеристиками водопілля (рис. 2.13-14). Для залежності $S_m = f(\bar{T})$ коефіцієнт кореляції r дорівнює 0,90, а для $X_{III-V} = f(\bar{T})$ - $r = 0,73$.

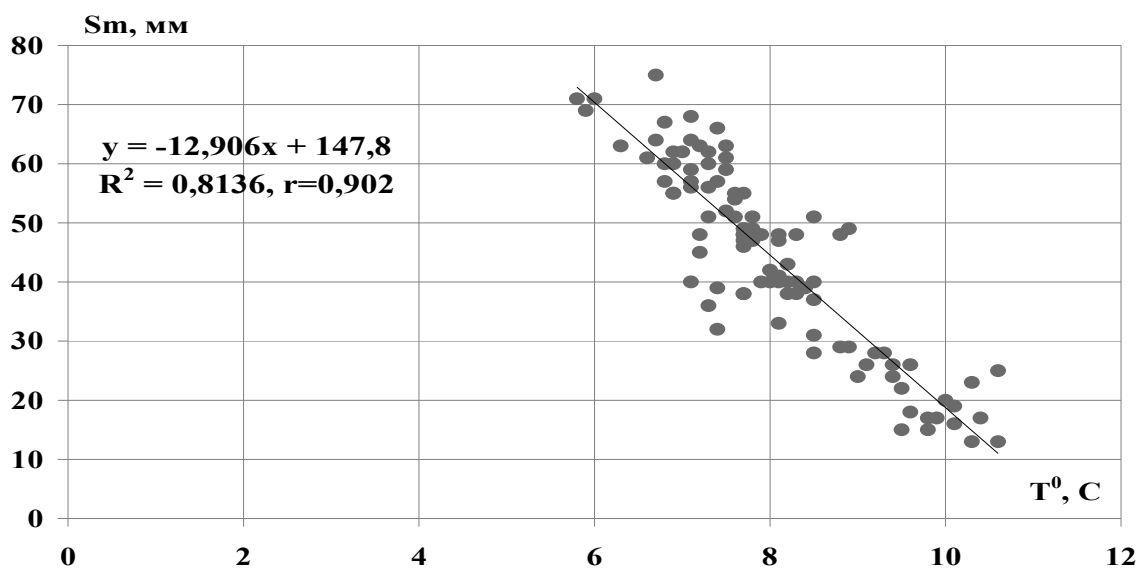


Рис. 2.13 – Залежність максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля від середньобогаторічної температури повітря (рівнинна територія України).

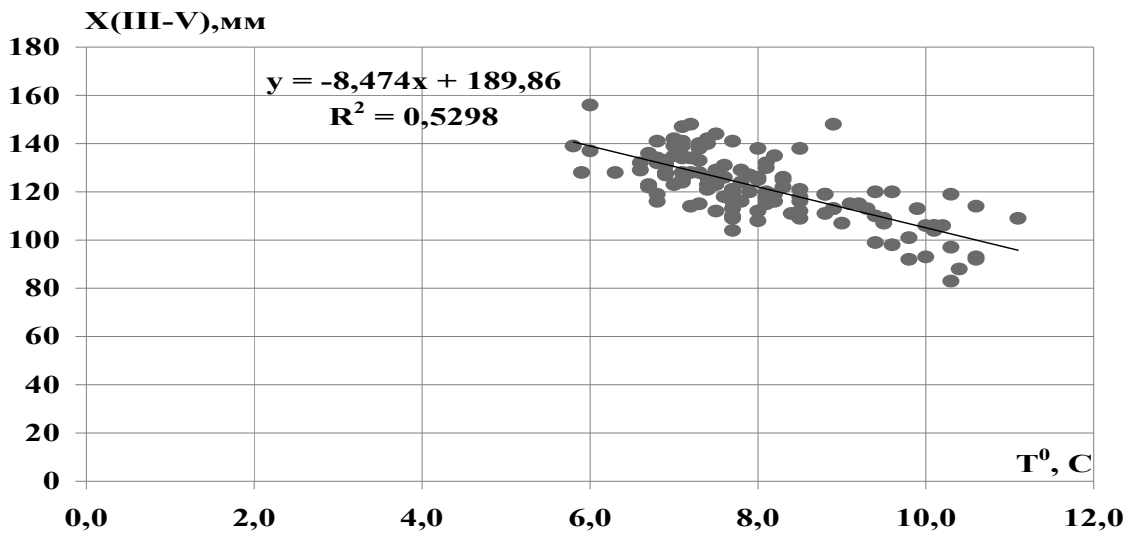


Рис. 2.14 – Залежність опадів за період водопілля від середньобіагаторічної температури повітря (рівнинна територія України).

З іншого боку, коефіцієнти стоку весняного водопілля також однозначно корелюють з середньобіагаторічною температурою повітря ($r = 0,90$). Як показано на (рис. 2.15), вони закономірно зменшуються зі зростанням температури.

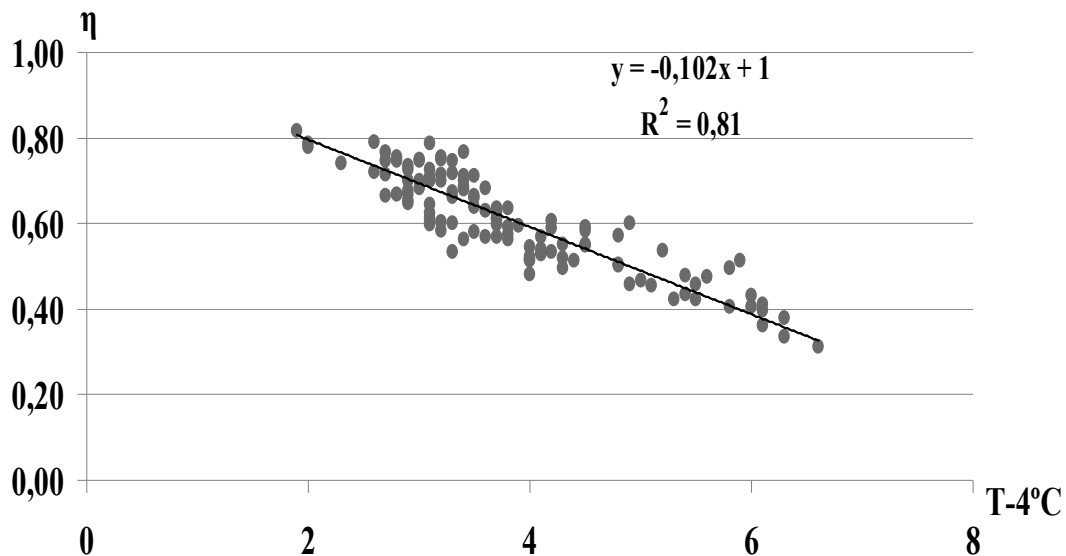


Рис. 2.15 – Залежність коефіцієнтів стоку водопілля від середньобіагаторічної температури повітря (рівнинна територія України).

Отримані результати свідчать про наявність сталих зв'язків між характеристиками, які визначають об'єм водопілля, і основними кліматичними характеристиками – опадами і температурою повітря, і отже, про можливість безпосереднього врахування змін клімату на стік водопілля [64-67].

Що стосується максимального стоку дощових паводків, то тут ситуація дещо інша. Як показано на (рис.2.16-2.17), максимальні добові опади 1-відсоткової ймовірності перевищення мають незначну тенденцію до збільшення зі зростанням середньої кількості опадів ($r = 0,17$) і практично не залежать від середньобагаторічної температури повітря ($r = 0,051$).

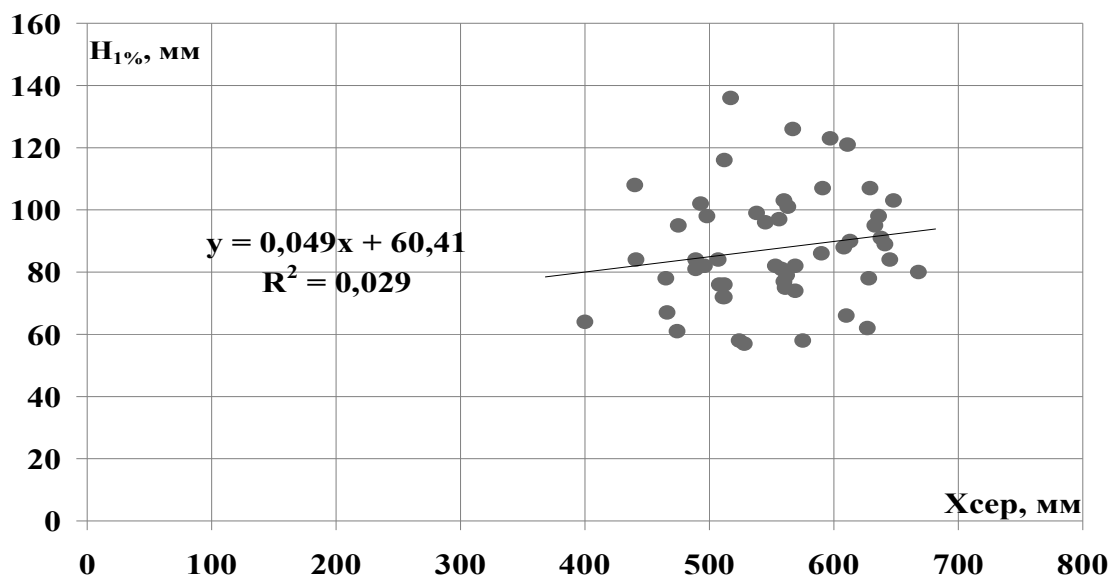


Рис. 2.16 – Залежність максимальних добових опадів 1-відсоткової забезпеченості від середньобагаторічних опадів (рівнинна територія України).

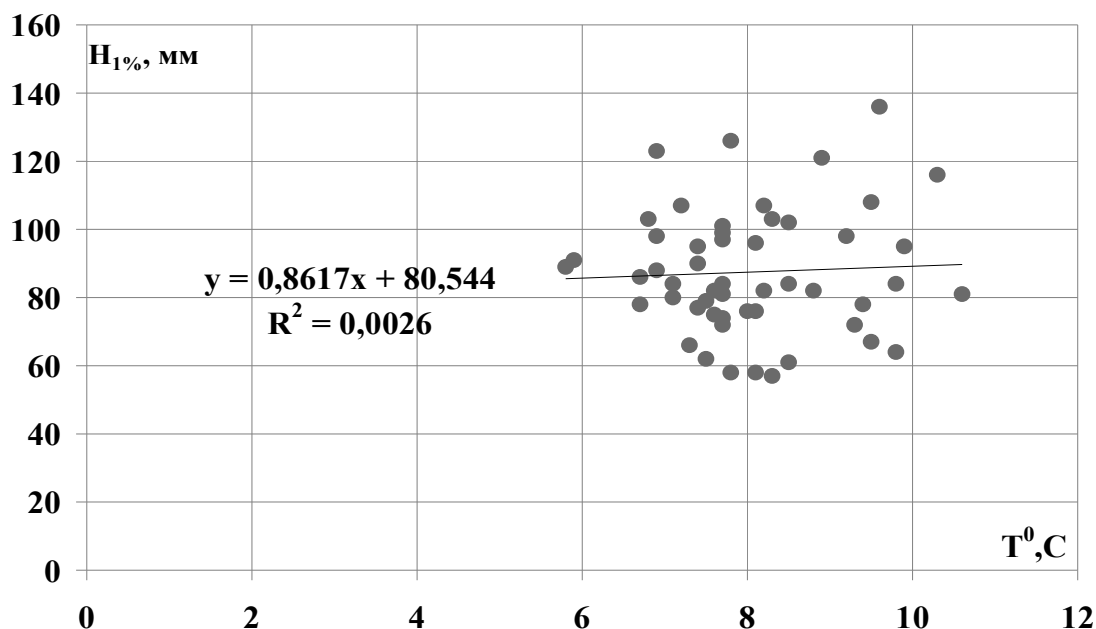


Рис. 2.17 – Залежність максимальних добових опадів 1-відсоткової забезпеченості від середньобагаторічної температури повітря (рівнинна територія України).

Таким чином, новий розрахунковий варіант формули для визначення максимального стоку весняного водопілля з урахуванням змін клімату буде мати вигляд:

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F \cdot r \cdot k_{зм}, \quad (2.98)$$

де $k_{зм}$ - коефіцієнт змін клімату, який розраховується за формулою

$$k_{зм} = \frac{((\bar{S}_m + \Sigma \bar{X}) \cdot \eta)_{прогн.}}{((\bar{S}_m + \Sigma \bar{X}) \cdot \eta)_{сучасн.}}. \quad (2.99)$$

В формулі (2.99) прогностичні значення середніх максимальних снігозапасів, опадів і коефіцієнтів стоку весняного водопілля визначені з використанням залежностей (2.13-2.15) по прогностичних значеннях температури і опадів за будь-яким сценарієм та моделлю [65-69]. Відповідні сучасні значення тих же самих величин визначені за результатами розрахунків по наявних рядах спостережень.

З урахуванням нової редакції розрахункової формули (2.98), в схемі операторної моделі формування максимального стоку весняного водопілля в умовах змін клімату додається блок «зміни клімату», представлений відповідним коефіцієнтом (рис.2.18).

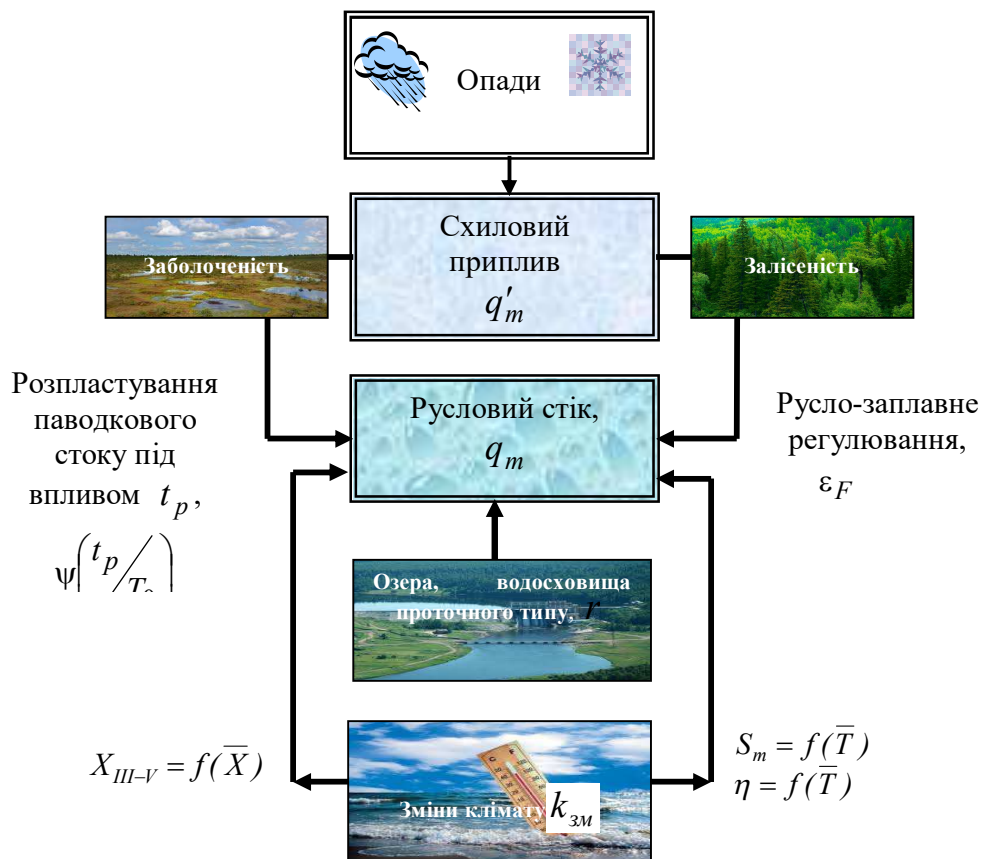


Рис.2.18 – Блок-схема формування максимального стоку весняного водопілля в умовах змін клімату[69].

РОЗДІЛ 3

ПРОСТОРОВО – ЧАСОВІ ЗАКОНОМІРНОСТІ

РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО

СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ

3.1 Вихідні матеріали багаторічних спостережень за характеристиками весняного водопілля

Для досліджень та аналізу весняного водопілля на рівнинних річках України залучена гідрометеорологічна інформація про запаси води в сніговому покриві, атмосферні опади, витрати води в річках, шари та максимальні витрати води весняного водопілля за багаторічний період. З цією метою використані матеріали режимних видань за багаторічний період спостережень за гідрологічними характеристиками весняного водопілля станом на 2010 рік [1-6]. Аналіз та узагальнення характеристик стоку весняного водопілля виконане в межах науково-дослідної роботи «Розробка теоретичної моделі формування катастрофічних водопіль на території України в умовах глобальних змін клімату» [7], яка виконувалась в Одеському державному екологічному університеті у 2012-2014 рр. під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка й автора цього дослідження як відповідального виконавця.

Гідрологічна вивченість території. Для обґрунтування розрахункової методики створено базу вихідних даних по максимальному стоку річок досліджуваної території по 340 гідрологічних станціях і постах Державної мережі Гідрометслужби в межах рівнинної території України, а також невеликої частини території Росії, на якій розташовані верхів'я басейнів Десни, Сейму і Сіверського Дінця.

В якості вихідної інформації по характеристиках максимального стоку в період весняного водопілля використані багаторічні дані від початку спостережень по 2010 рік включно. При цьому використовувались дані як діючих, так і закритих постів. Список пунктів спостережень за максимальним стоком води і відомості про них наведені у додатку А (табл. А1), а схема їх розміщення по території показана на (рис. 3.1).

Як видно з (рис.3.1), гідрологічні пости розміщені досить рівномірно по всій території, за винятком Причорноморської низовини, в межах якої розташовано дуже мало діючих стокових пунктів, причому більшість з них характеризується короткочасністю спостережень і недостатньо високою якістю даних по стоку.

Важливим показником гідрологічної вивченості території є тривалість спостережень, в нашому випадку за максимальним стоком річок. Тривалість рядів спостережень за стоком води на досліджуваній

території коливається в діапазоні від 15 до 127 років. При цьому більшість постів (61,5%) мають ряди спостережень тривалістю від 41 до 80 років, 18 постів (5,3%) – більше 80 років; на 96 постах (28,2%) гідрологічні ряди також достатньо тривалі - 21-40 років (табл. 3.1). Ряди тривалістю меншою ніж 20 років є лише на 16 постах, що становить 5% від загальної кількості. Найбільш тривалі ряди – 103 (Сіверський Донець-м.Лисичанськ) і 127 (Десна-м.Чернігів) років. Середній період спостережень становить 51 рік.

Ще одним важливим показником гідрологічної вивченості є охоплення спостереженнями річок з різними водозбірними площами. Діапазон площ водозборів річок рівнинної території України, висвітлених гідрологічними спостереженнями, охоплює басейни з розміром від 6,2 км² (лог Райчик - с.Польова Лукашівка) до 88500 км² (р.Десна - с.Літки). Отже в наявності спостереження за стоком, як дуже малих річок (улоговини та струмки), так й великих – з площею значно більшою ніж 50 тис км², тобто за діапазоном площ водозборів вивченість можна вважати задовільною.

Як видно з табл. 3.1, недостатньо вивченими є невеликі водозбори з площею до 100 км² – їх частка становить лише 4,7%. Більшість водозборів (43,8% від загального їх числа) має величини площ від 101 до 1000 км², а 33,2 % – від 1001 до 5000 км². Кількість постів, розташованих на річках з площами водозборів 5001-10000 км² і 10001-20000 км², становить відповідно 9,1 і 5,0 %, а з площами більшими ніж 20000 км² – 4,2 %.

Таким чином, гідрологічна вивченість досліджуваної території загалом є задовільною, за винятком річок Причорноморської низовини і малих річок.

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

Площа водозбору, км ²	Кількість гідрологічних постів з періодом спостережень						Всього	%
	≤20	21 - 40	41 - 60	61 - 80	81 - 100	>100		
≤ 100	2	9	3	2	-	-	16	4,7
101 – 1000	11	48	58	32	-	-	149	43,8
1001 – 5000	3	26	46	30	8	-	113	33,2
5001 – 10000	1	9	11	8	2	-	31	9,1
10001 – 20000	-	1	7	5	4	-	17	5,0
20001 – 50000	-	1	2	4	2	-	9	2,7
>50000	-	2	1	-	-	2	5	1,5
Всього	16	96	128	81	16	2	340	100
%	5,0	28,2	37,7	23,8	4,7	0,6	100	

Метеорологічна вивченість. Для просторового узагальнення факторів весняного водопілля були використані дані спостережень 229 метеорологічних станцій, список яких надається у додатку А (табл. А 2), а схема їх розташування – на (рис. 3.2). Пункти спостережень за сніговим покривом, в порівнянні з тими, на яких проводиться вивчення гідрологічного режиму, розташовані більш рівномірно по всій території, включаючи й весь Південь України. Це дозволяє краще висвітлити територію щодо деяких важливих розрахункових параметрів весняної повені. У табл. 3.2 наводяться дані про розподіл метеорологічних станцій і постів за періодами спостережень.

Як видно з табл. 3.2, більшість постів (53,3 % від загального їх числа) має періоди спостережень за сніговим покривом від 31 до 50 років, а 65 постів (28,4 %) – більше 50 років. І тільки 8,3 % кількості постів (19 пунктів) мають період спостережень менший від 20 років.

Таблиця 3.2 - Розподіл метеопунктів за періодами спостережень

Періоди (роки)	≤20	21-30	31-40	41-50	>50	Усього	
						кількість	%
Кількість	19	23	37	85	65	229	
%	8,3	10,0	16,1	37,2	28,4		100

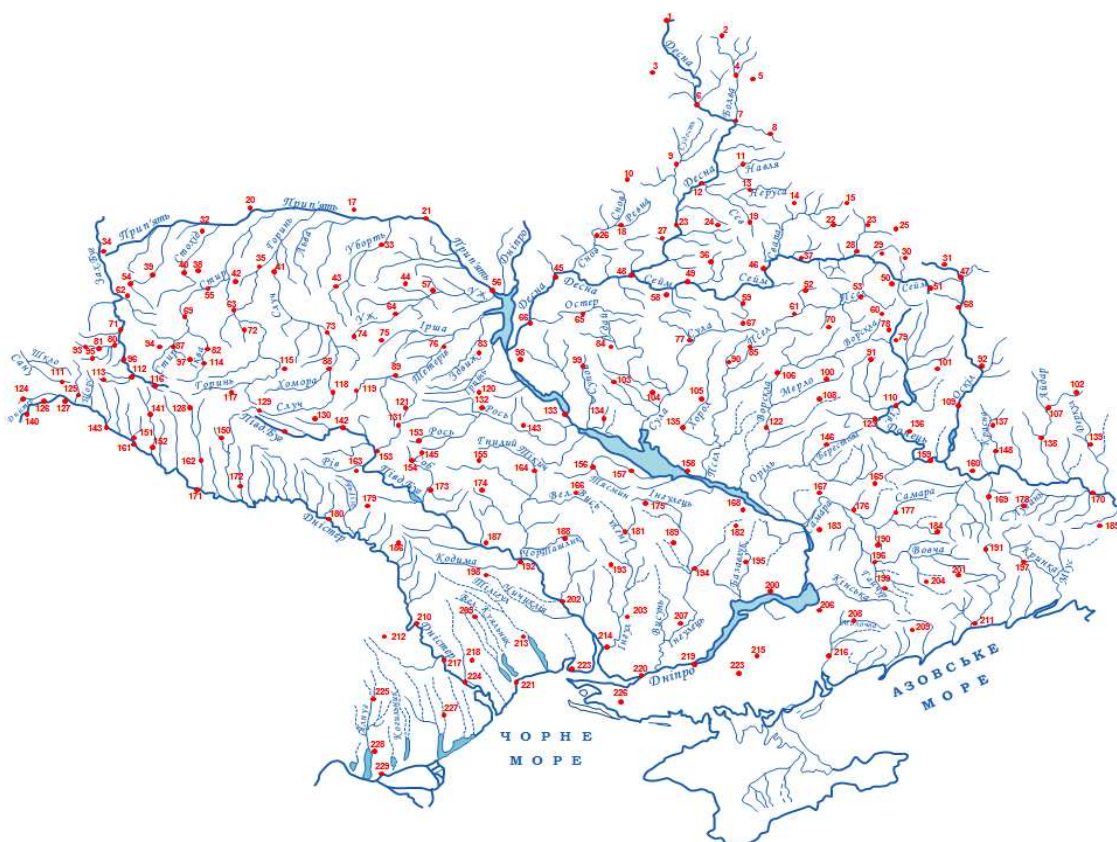


Рис. 3.2 – Карта-схема розташування метеорологічних станцій і постів на досліджуваній території.

3.2 Науково-методична база для статистичної обробки часових рядів шарів стоку, максимальних снігозапасів і витрат води весняного водопілля

Статистична обробка вихідної інформації по максимальному стоку річок, також як й характеристик стоку в інші фази водного режиму, виконується, зазвичай, з використанням статистичних методів, рекомендованих в нормативних документах [8-12]. Стандартна статистична обробка часових рядів стокових характеристик опирається на методи моментів і найбільшої правдоподібності. У першому випадку безпосередньо по наявних рядах розраховуються параметри статистичного розподілу: середнє арифметичне значення \bar{x} , коефіцієнти варіації C_v і асиметрії C_s , у другому - \bar{x} , C_v і співвідношення C_s / C_v . Метод найбільшої правдоподібності рекомендується для визначення параметрів, коли використовується крива трипараметричного гама-розподілу, а також заслуговує на перевагу при $C_v > 0,5$, а метод моментів - при $C_v \leq 0,5$ [13,14].

Передумовою до статистичного аналізу часових рядів характеристик максимального стоку є перевірка їх на однорідність. З цією метою в нормативному документі СНиП 2.01.14-83 рекомендовані до використання критерії однорідності, зокрема параметричні - середніх Ст'юдента та дисперсії Фішера, а також непараметричний критерій Вілкоксона-Манна-Уїтні [8, 15]. У новому нормативному документі СП 33-101-2003, який прийшов на зміну СНиП 2.01.14-83 в Росії, крім вище згаданих критеріїв, також рекомендується використовувати критерії однорідності екстремальних значень гідрологічних характеристик Смірнова-Грабса і Діксона [10,16]. Відносно інших країн можна відзначити, що більшість з них користується методами і способами, які рекомендовані ВМО[12]. Зокрема, у керівництві з гідрологічної практики ВМО рекомендується використовувати непараметричні критерії, котрі відомі як тести Terry, Spearman, Wald-Wolfowitz, Mann-Kendall та ін. Надалі зазначається, що використання одного з критеріїв не завжди може дати достовірний результат, тому одночасно рекомендується використовувати декілька.

В рекомендаціях ДГІ, за редакцією А.В. Рождественського [17], відмічається, що оцінка однорідності гідрологічних характеристик передбачає використання як статистичних методів аналізу гідрометеорологічної інформації, так і гідролого-генетичних, які відображають по суті одне і те ж гідрологічне явище і тому взаємно доповнюють один одного.

В Україні питанням оцінки однорідності гідрометеорологічної інформації досить ретельно займалася Горбачова Л.О.[18]. Зокрема, нею запропоновано такий порядок оцінки однорідності і стаціонарності рядів спостережень за гідролого-генетичними методами:

«1. Обов'язковими до застосування є такі положення:

- у часових рядах необхідно відновлювати пропуски в спостереженнях і приводити їх до багаторічних періодів, що дозволяє простежити динаміку гідрологічних характеристик за більш тривалий часовий інтервал;

- за сумарною кривою дослідити однорідність гідрологічної характеристики з часом;

- за різницево-інтегральною кривою визначити репрезентативний період.

2. Для уточнення отриманих результатів (при необхідності) можна залучити до дослідження таке:

- оцінку достовірності екстремальних (максимальних або мінімальних) значень необхідно перевіряти за даними суміжних постів спостережень, аналізом метеорологічних чинників їхнього формування;

- дослідити за п.1 гідрологічну характеристику на суміжних гідрологічних постах та побудувати і проаналізувати суміщені графіки (хронологічні, різницево-інтегральні криві і т.п.);

- проаналізувати графіки зв'язку гідрологічних характеристик для пунктів-аналогів;

- дослідити за п. 1 динаміку кліматичних чинників (опадів, температури повітря и т.п.);

- проаналізувати за п. 1 елементи водного балансу;

- застосувати інші гідролого-генетичні методи», (Горбачова, 2014).

Дійсно, аналіз циклічності у рядах максимальних шарів стоку і витрат води є досить корисним. Побудова хронологічних графіків зв'язку $Y_m = f(t)$ і $Q_m = f(t)$ дає можливість виявити характер і тенденції у багаторічних коливаннях шарів стоку і витрат води.

Відносно відновлення пропусків в спостереженнях і приведення їх до багаторічного періоду, то для максимального стоку річок, зазвичай, вибір річки-аналога є досить проблематичним, оскільки, наприклад, окрема злива може визвати паводок на малій річці, а на сусідніх водозборах це явище може не спостерігатися. У випадку весняного водопілля ситуація більш сприятлива, але снігозапаси в межах басейну теж розподіляються доволі нерівномірно. На нашу думку, достатнім є перевірка на однорідність рядів, які мають тривалість спостережень понад 40 років і більше, а приведення коротких рядів до багаторічного періоду лише переносить властивості тривалих рядів на досліджувані короткі, нічого не змінюючи в загальній картині циклічності річок регіону.

З іншого боку, метод різницевих інтегральних кривих дає більш наочне уявлення про цикли коливання стоку, ніж, наприклад, хронологічні графіки або метод ковзних середніх, останній із яких, незважаючи на усунення різких коливань, хронологічних графіків в окремі роки, в той же час згладжує, тобто робить невизначеними і межі різних циклів коливання водності [19].

Ординати різницевої інтегральної кривої на кінець t -го року від початку кривої визначаються за формулою

$$\sum_{i=1}^t (K_i - 1) = f(t), \quad (3.1)$$

де K_i - модульний коефіцієнт максимальної витрати води $K_i = Q_i / \bar{Q}$ чи шарів стоку $K_i = Y_i / \bar{Y}$.

Як і всякі інтегральні криві за часом, дані криві мають такі властивості. Відхилення середнього значення величини (в даному випадку модульного коефіцієнта K_i за будь-який інтервал часу m років від середнього його значення, рівного одиниці, за весь багаторічний період спостережень характеризується тангенсом кута нахилу α лінії, що сполучає точки початку і кінця інтервалу, до горизонтальної прямої і визначається за формулою

$$(K_i - 1)_{cp} = tg\alpha = \frac{l_k - l_n}{m}, \quad (3.2)$$

де l_k і l_n - кінцева і початкова ординати інтегральної кривої для відрізка часу, що розглядається, m - число років у відрізку часу.

Період, для якого ділянка інтегральної кривої відхиляється вгору відносно осі абсцис і значення $(K_i - 1)_{cp}$ додатне, відповідає багатоводній фазі коливань стоку, а період, для якого ділянка кривої нахилена вниз і $(K_i - 1)_{cp}$ має від'ємне значення, відповідає маловодній фазі.

Ще одним наочним інструментом, який дає можливість дослідити циклічність коливань стоку є сумарні інтегральні та подвійні інтегральні криві. Перші визначаються простим послідовним сумуванням модульних коефіцієнтів, а другі шляхом порівняння сум, наприклад, шарів стоку весняного водопілля та снігозапасів на його початок.

Поняття циклічності коливань річного стоку пов'язується з поняттям синхронності. Оскільки циклічність коливань річного стоку зумовлена коливаннями великомасштабних атмосферних процесів, які змінюються у часі і просторі, то закономірності коливань стоку не можуть бути однаковими на річках, розділених значними відстанями й різними умовами формування стоку, насамперед кліматичними[20]

У сучасності для аналізу синхронності коливань гідрологічних величин використовуються методи багатовимірною статистичного аналізу - факторного і кластерного [21;22]. Методи факторного доволі ретельно описані у літературі, присвяченій статистичному аналізу та його застосуванню у різних галузях знань [23-25], зокрема й в гідрометеорології [23].

Стосовно застосування факторного аналізу в гідрологічному аналізі, то ця процедура представлена у монографічному виданні Н.С.Лободи [26] і в подальшому описана у посібнику [27]. Як відмічається у [26], в основі моделей факторного аналізу покладено гіпотезу про те, що дані спостережень представляють собою лише непрямі характеристики досліджуваного явища, яке можна описати за допомогою невеликої кількості параметрів або властивостей. Такі теоретичні параметри або властивості при використанні цього методу, називають факторами. Задача факторного аналізу полягає у поданні даних спостережень у вигляді лінійних комбінацій факторів, решта даних, яка не описується кінцевим числом факторів, утворює залишки.

Основну модель факторного аналізу можна представити у вигляді:

$$\varphi_j = \sum_{p=1}^k l_{jp} f_p + v_j, \quad (3.3)$$

де φ_j - нормована вихідна змінна; k - число факторів; l_{jp} - факторні навантаження; f_1, f_2, \dots, f_k - фактори, які між собою не корелюють; v_j - незалежні залишки.

Фактори враховують кореляцію між змінними, тобто вони представляють структуру кореляційної матриці, а залишки є випадковими величинами, які не пов'язані ні між собою, ні з факторами.

Повний вклад S_p (у відсотках) фактора в сумарну дисперсію нормованих рядів спостережень визначається за виразом

$$S_p = \frac{\sum_{j=1}^m l_{pj}^2}{m} 100\% \quad (3.4)$$

де m - число рядів.

Загальний внесок усіх виділених факторів у сумарну дисперсію досліджуваних рядів дорівнює

$$S = \sum_{p=1}^k S_p \quad (3.5)$$

Якщо у факторному аналізі розглядаються не зв'язки між ознаками, а між рядами, доречно використовувати так звану Q -техніку факторного аналізу, яка зазвичай розглядається як варіант кластерного аналізу. Суть цього підходу полягає у тому, що у випадку, коли два фактори описують більше 60% дисперсії, на графіку, осі якого представляють два фактори, проводять вектори із початку координат у точку з координатами, які відповідають факторним навантаженням. Враховуючи, що довжина вектора

$$d_j = \sqrt{l_{j1}^2 + l_{j2}^2}, \quad (3.6)$$

де l_{j1} і l_{j2} - факторні навантаження, які визначають повноту відображення j -го ряду спостережень у перших двох факторах, а косинус кута між j -м і i -м векторами є коефіцієнт кореляції між ними, то про ступінь зв'язку між рядами можна судити по угрупованнях точок, що формуються. В якості міри подібності у даному випадку використовується міра відстані.

Застосування Q -модифікації факторного аналізу дає змогу стиснути інформацію, яка знаходиться у кореляційній матриці та інтерпретувати її.

Термін кластерний аналіз, який вперше ввів Tryon у 1939 р.[28], включає в себе набір різних алгоритмів класифікації. Загальне питання, яке виникає у дослідників в багатьох областях, полягає в тому, як організувати спостережувані дані у наглядних структурах, тобто виявити таксономії. Технологія кластеризації застосовується у досить різних областях. Свого часу Хартіган [29] надав вичерпний огляд багатьох опублікованих досліджень, які містять результати, отримані методами кластерного аналізу - в області медицини, археології, маркетингових дослідженнях та ін. В цілому, кожен раз, коли необхідно класифікувати великий обсяг інформації у вигляді, придатному для подальшої класифікації на групи, кластерний аналіз виявляється досить корисним і ефективним.

Об'єднання деревовидної кластеризації використовується при формуванні кластерів неподібності або відстані між об'єктами. Найбільш ефективний шлях обчислення відстаней між об'єктами в багатовимірному просторі полягає в розрахунку евклідових відстаней.

В останні роки принципи кластерного аналізу широко застосовуються й у гідрометеорології. Так, у 2003 році Е.М.Сергою з метою дослідження поля температури підстильної поверхні Атлантичного океану був розроблений алгоритм УАІМКА, який добре показав себе при кластеризації територій, співмірних з територією України. Вперше під назвою «Універсальний адаптивний ітераційний метод кластерного аналізу (УАІМКА)» був опублікований в [30].

У цьому методі в якості вихідної інформації використовується матриця $X = (x_{ij})_{m \times n}$, яка містить m векторів-рядків мірності n , що характеризує статистичні ряди об'ємом n у m пунктах, які і повинні бути кластеризовані. У якості апріорної інформації, на відміну від інших методів, задається тільки мінімальна кількість векторів τ , які можуть скласти кластер. Ітераційний процес в методі УАІМКА складається з декількох кроків, які детально описані в [30].

Ще одним з видів багатовимірного статистичного аналізу є криві Ендрюса (Andrews David F., 1972), які дозволяють проектувати кожен об'єкт з набором характеристик багатовимірного простору у вигляді кривої в двовимірному зображенні на основі ортогональних функцій [31].

Аналіз можливості й ефективності застосування цього методу в гідрології наведений в роботі Горбачової Л.О.[32]. В цьому випадку, кожен водозбір річки, відповідно до методу діаграм Ендрюса,

визначається функцією, яка відображається на графіку кривою лінією від $-\pi < t < \pi$ і, розраховується за виразом

$$f_x(t) = \frac{x_1}{\sqrt{2}} + x_2 \sin(t) + x_3 \sin(t) + x_4 \sin(2t) + x_5 \cos(2t) + \dots, \quad (3.7)$$

де x_1, x_2, \dots, x_n – фактори, які характеризують річковий водозбір.

Згідно з цим методом, відмінності між двома кривими пропорційні евклідовій відстані, тому n -розмірні змінні, які розташовані близько одна від одної в багатовимірному просторі, відтворюватимуть близькі за формою криві. Однорідні райони на графіках Ендрюса мають вигляд близько розташованих кривих і формують однорідний район, криві які мають іншу конфігурацію належать до інших районів.

Другим етапом у статистичному аналізі часових рядів є визначення оцінок розподілу: \bar{Y} , C_v , C_s (або C_s/C_v) і коефіцієнтів автокореляції $r(1)$. Розрахунки \bar{Y} , C_v , C_s (або C_s/C_v) здійснюються за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності. Щодо коефіцієнта автокореляції $r(1)$, то він розраховується за формулою [20]

$$r(1) = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (y_i - \bar{y}_1)(y_{i+1} - \bar{y}_2)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-1} (y_i - \bar{y}_1) \sum_{i=2}^n (y_i - \bar{y}_2)}}, \quad (3.8)$$

$$\text{де } \bar{y}_1 = \left(\frac{\sum_{i=1}^{n-1} y_i}{n-1} \right); \quad \bar{y}_2 = \left(\frac{\sum_{i=2}^n y_i}{n-1} \right) \quad (3.9)$$

Після розрахунку $r(1)$ обчислюються незміщені величини C_v і C_s .

Наступним кроком є розрахунок характеристик максимального стоку різної ймовірності перевищення. При використанні біноміального розподілу

$$Y_P = \bar{Y} (1 + C_v \Phi_{P, C_s}), \quad (3.10)$$

де Y_P - квантиль розрахункової ймовірності перевищення $P\%$;

\bar{Y} - середнє арифметичне значення ряду;

C_v - коефіцієнт варіації (незміщений);

Φ_{P, C_s} - нормовані ординати кривої біноміального розподілу для забезпеченості $P\%$ і коефіцієнта асиметрії C_s .

При використанні кривої трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менекеля

$$Y_P = \bar{Y} k_P, \quad (3.11)$$

де k_p - модульний коефіцієнт забезпеченості $P\%$ (визначається по таблицях гама-розподілу в залежності від C_v і фіксованого значення C_s/C_v). Необхідно зауважити, що в окремих випадках не вдається по номограмах трипараметричного гама-розподілу за статистиками λ_2 і λ_3 визначити параметр C_v і співвідношення C_s/C_v . Тоді доцільно побудувати залежність між моментними (C_{v_m}) і правдоподібними (C_{v_λ}) оцінками коефіцієнтів варіації і на її основі визначити шукані величини k_p .

І останнє. Розробка параметрів розрахункових формул може здійснюватись стосовно тієї чи іншої опорної забезпеченості $P\%$, але зазвичай вона береться на рівні $P=1\%$. У таких випадках для переходу до інших забезпеченостей використовуються перехідні коефіцієнти λ_P , причому:

- стосовно шарів стоку

$$\lambda_P = Y_P / Y_{1\%}; \quad (3.12)$$

- стосовно витрат води

$$\lambda_P = Q_P / Q_{1\%}. \quad (3.13)$$

Для визначення λ_P будуються залежності $Y_P = f(Y_{1\%})$ або $Q_P = f(Q_{1\%})$ для $P=3, 5, 10, 20 \%$. З (3.7) і (3.8) очевидно, що λ_P є тангенс кутів нахилу до осі абсцис. За отриманими λ_P складається допоміжна таблиця з одним входом до неї - $P\%$.

Використовуючи цю таблицю, по опорних значеннях $Y_{1\%}$ або $Q_{1\%}$ можна розрахувати шукані величини Y_P і Q_P , зокрема,

$$Y_P = Y_{1\%} \cdot \lambda_P, \quad (3.14)$$

а

$$Q_P = Q_{1\%} \cdot \lambda_P. \quad (3.15)$$

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

Стандартні похибки квантилів трипараметричного гама-розподілу із закріпленими співвідношеннями між C_s та C_v для довірчих рівнів $P=1, 5, 95, 99 \%$ обчислюються на основі спеціально побудованих з цією метою номограм E_σ [33]. Таким чином, визначивши величину E_σ по номограмі, досить просто встановлюються й відносні середні квадратичні похибки квантилів $Q_{1\%}$

$$\sigma_{Q_{1\%}} = \frac{E_\sigma}{\sqrt{n}} \cdot 100 \quad (3.16)$$

На цьому статистичну обробку часових рядів шарів стоку чи витрат води можна вважати закінченою [19,34].

3.3 Аналіз однорідності та стаціонарності вихідних даних по максимальному стоку весняного водопілля

Для дослідження однорідності максимального стоку річок рівнинної України були використані найбільш тривалі ряди спостережень (від 57 до 127 років) по 37 гідрологічних постах.

Першим етапом цього аналізу стала перевірка однорідності найбільш тривалих рядів максимальних витрат води і шарів стоку. Відповідно до науково-методичних рекомендацій, наведених вище, а також враховуючи рекомендації нормативних документів, які діють як на території України [8], так і за кордоном [10-11], оцінка однорідності виконувалась з використанням двох параметричних критеріїв - Фішера і Стьюдента, і непараметричного – Вілкоксона. Аналізуючи отримані результати, можна відзначити, що вони, перш за все, не однакові по витратах і шарах стоку весняного водопілля. Так, з 37 рядів по максимальних витратах води на 5% рівні значущості виявилися однорідними лише 5, а на 1% - 11 рядів або 30%. Що стосується шарів стоку весняного водопілля, то тут спостерігається дещо інша ситуація - на 5% рівні значущості є однорідними 20 рядів з 37, а на 1% - 24 ряди або 65%.

Отже виникає питання виявлення причин цієї неоднорідності. У своїй роботі [17] А.В. Рождественський наводить приклади можливих причин неоднорідності вихідної інформації по стоку, а саме:

1. На умови формування різних характеристик річкового стоку впливають метеорологічні чинники. Зокрема, в окремих районах України з початку семидесятих років минулого століття спостерігається підвищений стік зимової межени, як правило, за рахунок зменшення стоку весняної повені, тобто відбулася зміна внутрішньорічного розподілу стоку у зв'язку з підвищенням температур в зимовий період.

2. На неоднорідність формування різних гідрологічних характеристик впливають природні чинники підстильної поверхні на водозборах річок, такі як безстічні мікро- і макропониження місцевості.

У степових районах на формування різних гідрологічних характеристик впливає безперервна зміна розмірів безстічних озер із зміною водності року і, отже, безперервна зміна однорідності [35]. В деяких випадках на формування неоднорідних даних спостережень за різними гідрологічними характеристиками має вплив карст.

3. Неправильна екстраполяція кривих $Q=f(H)$ через відсутність або недостатність виміряних витрат води на заплаві, що може призвести до неоднорідності максимальних витрат води. Похибки обчислення максимальних витрат води можуть досягати 100% і більше, що приводить до неоднорідності максимальних витрат води.

4. Прикладом можливої неоднорідності метеорологічної інформації, яка надалі може вплинути і на розрахунки гідрологічних характеристик, може бути недостатній облік рідких опадів при зміні метеорологічних приладів (зміна дощоміра на опадомір Третьякова), недостатній облік поправок на змочування рідких опадів.

5. Регулювання річкового стоку й інша господарська діяльність (гідротехнічні споруди, сільськогосподарські заходи, агролісомеліорація, зрошування, перекидання стоку і багато інших) створюють умови формування неоднорідних гідрологічних характеристик. Особливо слід зазначити досить складний вплив на річковий стік вирубки лісів [36-37]. Тимчасові ставки і невеликі водосховища, які у багатоводні роки руйнуються, іноді мають суттєвий вплив, створюючи неоднорідність даних спостережень за максимальним стоком. Ці споруди, як правило, побудовані без інженерного обґрунтування в степових і напівпустельних районах.

На однорідність розподілу у часі і просторі гідрологічних характеристик також впливають антропогенні чинники (зростання температури повітря, і, отже, температури води в річках і озерах із збільшенням урбанізації, які досягають декількох градусів для великих міст) [38-40]. На сучасному етапі також необхідно аналізувати можливий вплив на стік річок глобального і регіональних змін клімату, які можуть порушити стаціонарність цих процесів.

Таким чином, прикладів утворення неоднорідності і нестационарності формування окремих гідрологічних характеристик під впливом різних чинників багато і оцінку однорідності необхідно здійснювати у кожному окремому випадку індивідуально.

Що стосується рівнинної частини України, то тут можливо проявлення практично всіх вищенаведених причин, але найбільш вірогідними з них є перерозподіл стоку за рахунок метеорологічних чинників, що призводить до зменшення максимальних витрат води.

З іншого боку, в окремих випадках можливий суттєвий вплив антропогенної діяльності, наприклад, як в басейні Південного Бугу, де спостерігається значна зарегульованість стоку.

Проаналізуємо ретельно ситуацію щодо однорідності рядів на прикладі басейну р.Південний Буг і малих річок між Дністром і Південним Бугом, які є найбільш показовими за рахунок значної мінливості стоку в цілому[41]. Для гідрологічних постів, розташованих на розглядуваній території, побудовані хронологічні графіки, для яких отримані рівняння лінійних трендів й оцінена їх значущість (табл. 3.3,3.4).

Як відомо, коефіцієнт кореляції вважається значущим, якщо виконується умова $r > 2\sigma_r$, де $\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}}$ - середня квадратична похибка розрахунку коефіцієнта кореляції, n - число років[33].

Таблиця 3.3 - Оцінка значущості лінійних трендів в часових рядах
максимальних витрат води весняного водопілля за наявний період
спостережень

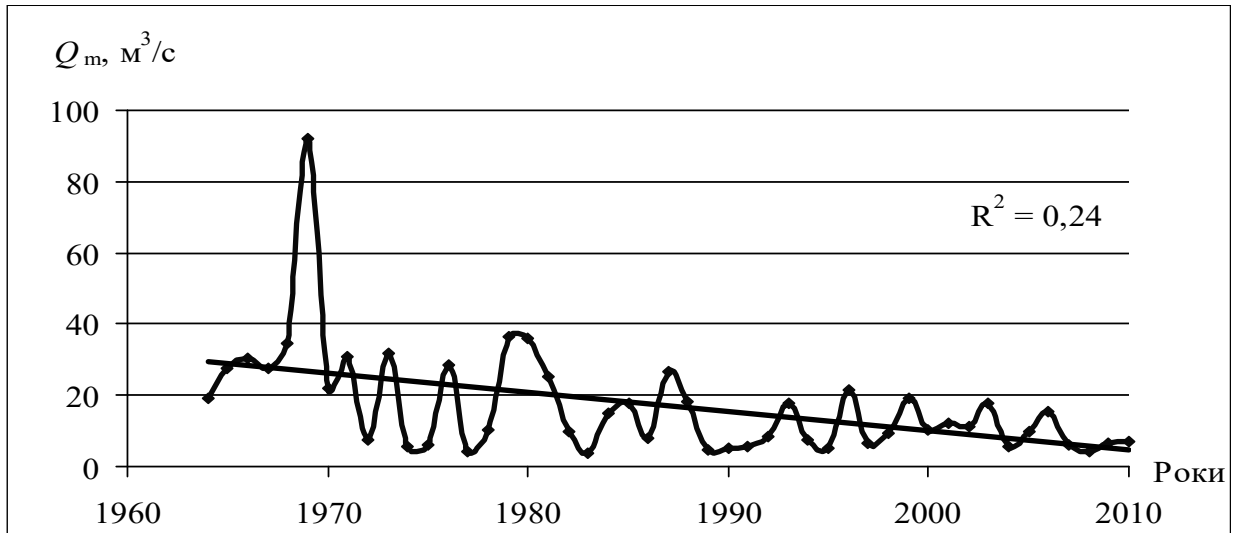
№ з/п	Річка - пост	σ_r	$2\sigma_r$	r	Співвідношення $2\sigma_r$ та r	Значущість тренда
1	Південний Буг - с.Пирогівці	0,11	0,22	0,49	$0,22 < 0,49$	значущий
2	Південний Буг - с.Лелітка	0,11	0,22	0,49	$0,22 < 0,49$	значущий
3	Південний Буг - с.Сабарів	0,13	0,26	0,00	$0,26 > 0,00$	незначущий
4	Південний Буг - с.Селище	0,31	0,62	0,36	$0,62 > 0,36$	незначущий
5	Південний Буг - с.Тростянич	0,09	0,18	0,49	$0,18 < 0,49$	значущий
6	Південний Буг - с.Підгір'я	0,11	0,22	0,44	$0,22 < 0,44$	значущий
7	Південний Буг – смт Олександрівка	0,09	0,18	0,32	$0,18 < 0,32$	значущий
8	Бужок - смт Меджибож	0,16	0,32	0,21	$0,32 > 0,21$	незначущий
9	Іква - смт Стара Синява	0,09	0,18	0,52	$0,18 < 0,52$	значущий
10	Згар - смт Літин	0,09	0,18	0,40	$0,18 < 0,40$	значущий
11	Рів - с.Демидівка	0,08	0,16	0,59	$0,16 < 0,59$	значущий
12	Соб - с.Зозів	0,09	0,18	0,50	$0,18 < 0,50$	значущий
13	Савранка - с.Осички	0,14	0,28	0,14	$0,28 > 0,14$	незначущий
14	Кодима - с.Обжила	0,15	0,30	0,18	$0,30 > 0,18$	незначущий
15	Кодима - с.Катеринка	0,12	0,24	0,25	$0,24 < 0,25$	значущий
16	Синюха - с.Синюхин Брід	0,09	0,18	0,46	$0,18 < 0,46$	значущий
17	Гнилий Тікич – смт Лисянка	0,11	0,22	0,36	$0,22 < 0,36$	значущий
18	Велика Вись - с.Ямпіль	0,10	0,20	0,40	$0,20 < 0,40$	значущий
19	Ятрань - с.Покотилове	0,12	0,24	0,37	$0,24 < 0,37$	значущий
20	Чорний Ташлик - с.Піщаний Брід	0,20	0,40	0,17	$0,40 > 0,17$	незначущий
21	Чорний Ташлик - с.Тарасівка	0,11	0,22	0,30	$0,22 < 0,30$	значущий
22	Мертвовід - с.Крива Пустош	0,11	0,22	0,38	$0,22 < 0,38$	значущий
23	Чичиклія - с.Василівка	0,15	0,30	0,26	$0,30 > 0,26$	незначущий
24	Інгул - м.Кіровоград	0,09	0,18	0,51	$0,18 < 0,51$	значущий
25	Інгул - с.Седнівка	0,12	0,24	0,37	$0,24 < 0,37$	значущий
26	Інгул - с.Новогорожене	0,11	0,22	0,37	$0,22 < 0,37$	значущий
27	Громоклія - с.Михайлівка	0,15	0,30	0,08	$0,30 > 0,08$	незначущий
28	Тилігул – с.Новоукраїнка	0,17	0,34	0,05	$0,34 > 0,05$	незначущий

Таблиця 3.4 - Оцінка значущості лінійних трендів в часових рядах шарів стоку весняного водопілля за наявний період спостережень

№ з/п	Річка - пост	σ_r	$2\sigma_r$	r	Співвідношення $2\sigma_r$ та r	Значущість тренда
1	Південний Буг - с.Пирогівці	0,14	0,28	0,25	$0,28 > 0,25$	незначущий
2	Південний Буг - с.Лелітка	0,14	0,28	0,26	$0,28 > 0,26$	незначущий
3	Південний Буг - с.Сабарів	0,13	0,26	0,16	$0,26 > 0,16$	незначущий
4	Південний Буг - с.Селище	0,34	0,68	0,16	$0,68 > 0,16$	незначущий
5	Південний Буг - с.Тростяничик	0,10	0,20	0,45	$0,20 < 0,45$	значущий
6	Південний Буг - с.Підгір'я	0,12	0,24	0,37	$0,24 < 0,37$	значущий
7	Південний Буг – смт Олександрівка	0,09	0,18	0,35	$0,18 < 0,35$	значущий
8	Бужок - смт Меджибож	0,16	0,32	0,17	$0,32 > 0,17$	незначущий
9	Іква - смт Стара Синява	0,09	0,18	0,49	$0,18 < 0,49$	значущий
10	Згар - смт Літин	0,09	0,18	0,40	$0,18 < 0,40$	значущий
11	Рів - с.Демидівка	0,11	0,22	0,38	$0,22 < 0,38$	значущий
12	Соб - с.Зозів	0,08	0,16	0,60	$0,16 < 0,60$	значущий
13	Савранка - с.Осички	0,12	0,24	0,45	$0,24 < 0,45$	значущий
14	Кодима - с.Обжила	0,15	0,30	0,01	$0,30 > 0,01$	незначущий
15	Кодима - с.Катеринка	0,12	0,24	0,14	$0,24 > 0,14$	незначущий
16	Синюха - с.Синюхин Брід	0,09	0,18	0,44	$0,18 < 0,44$	значущий
17	Гнилий Тікич - смт Лисянка	0,09	0,18	0,49	$0,18 < 0,49$	значущий
18	Велика Вись - с.Ямпіль	0,09	0,18	0,49	$0,18 < 0,49$	значущий
19	Ятрань - с.Покотилове	0,12	0,24	0,29	$0,24 < 0,29$	значущий
20	Чорний Ташлик - с.Піщаний Брід	0,20	0,40	0,16	$0,40 > 0,16$	незначущий
21	Чорний Ташлик - с.Тарасівка	0,11	0,22	0,33	$0,22 < 0,33$	значущий
22	Мертвовід - с.Крива Пустош	0,11	0,24	0,34	$0,24 < 0,34$	значущий
23	Чичиклія - с.Василівка	0,16	0,32	0,03	$0,32 > 0,03$	незначущий
24	Інгул - м.Кіровоград	0,09	0,18	0,51	$0,18 < 0,51$	значущий
25	Інгул - с.Седнівка	0,12	0,24	0,26	$0,24 < 0,26$	значущий
26	Інгул - с.Новогорожене	0,11	0,22	0,35	$0,22 < 0,35$	значущий
27	Громоклія - с.Михайлівка	0,15	0,30	0,08	$0,30 > 0,08$	незначущий
28	Тилігул – с.Новоукраїнка	0,17	0,34	0,12	$0,34 > 0,12$	незначущий

Розглянемо декілька прикладів хронологічних графіків стокових характеристик весняного водопілля на річках басейну Південного Бугу. На (рис.3.3а) представлений хронологічний хід максимальних витрат води, а на (рис.3.3б) - шарів стоку весняного водопілля на р.Південний Буг – с.Пирогівці.

а)



б)

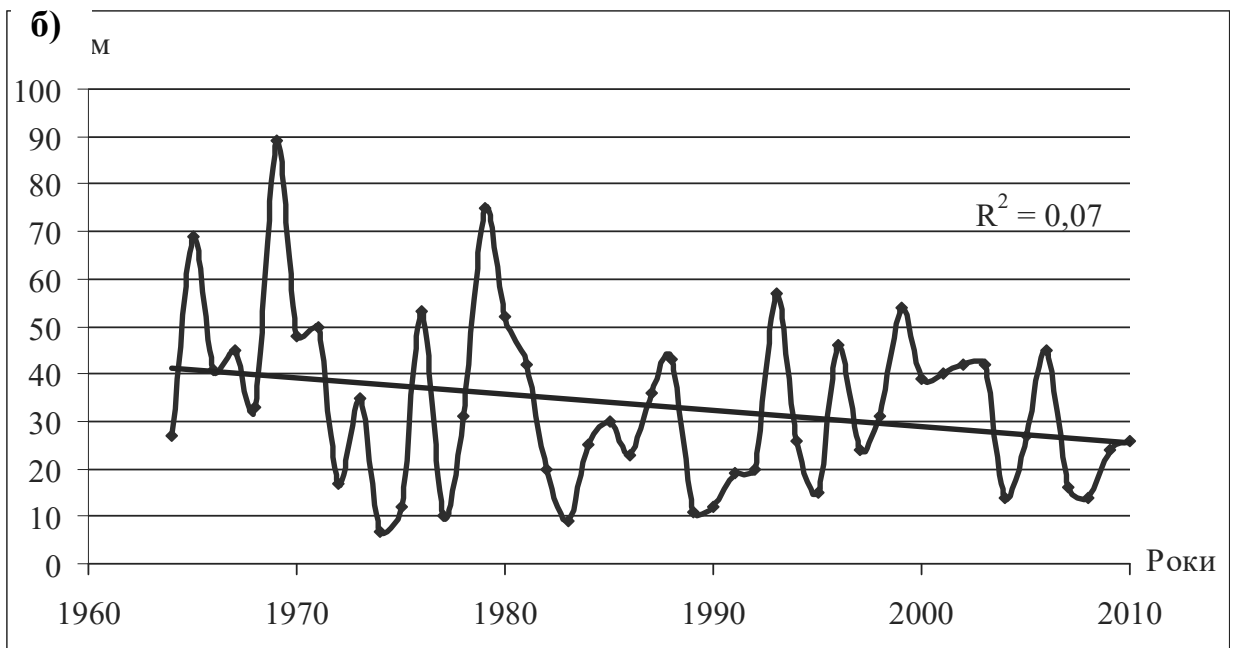


Рис.3.3 - Хронологічний графік ходу максимальних витрат води (а) і шарів стоку весняного водопілля (б) для р.Південний Буг - с.Пирогівці, $F=827 \text{ км}^2$.

Аналізуючи отримані графіки, можна відзначити, що для максимальних витрат води спостерігається від’ємний тренд зі значущим коефіцієнтом кореляції ($r=0,49$), а для шарів стоку – тенденція до зменшення з незначущим коефіцієнтом кореляції ($r=0,26$). Результати

цілком співпадають з результатами оцінки рядів на однорідність – по витратах води цей ряд неоднорідний, а по шарах – однорідний.

Якщо розглянути найбільш тривалий ряд спостережень – р. Південний Буг - смт Олександрівка, то результати будуть аналогічними. Незважаючи на те, що тривалість спостережень у цьому пункті становить 97 років, в обох випадках (для витрат води і шарів стоку) ряди виявилися неоднорідними зі значущим від'ємним трендом ($r=0,32$ та $r=0,35$, відповідно) – (рис. 3.4).

З іншого боку, якщо розглянути закриті пости, де період спостережень обмежується 80-90ми роками минулого сторіччя, то результат буде дещо інший. В якості прикладу наведемо ряд р. Бужок – смт Меджибож, який має лише 37 років спостережень, але виявився однорідним як по витратах води, так і по шарах стоку весняного водопілля. Це добре ілюструє (рис. 3.5), на якому видно, що тренд практично відсутній, а його коефіцієнти кореляції незначущі.

Таким чином, як показано в табл. 3.3-3.4, по всіх закритих постах (станом на 1988 р.) лінійні направлені тренди відсутні, а коефіцієнти кореляції незначущі. З іншого боку, практично на всіх постах, на яких ведуться спостереження у теперішній час, має місце нестационарність, причому як у хронологічних рядах витрат води, так і шарів стоку весняного водопілля.

Аналізуючи отримані результати, можна дійти таких можливих причин виявлених трендів: 1) антропогенний вплив; 2) регіональні та глобальні зміни клімату; 3) неповнота циклів водності.

Стосовно першого чинника, то дійсно, річка Південний Буг та її притоки відносяться до найбільш зарегульованих водотоків нашої країни. За даними Басейнового управління водних ресурсів (БУВР), в басейні р.Південний Буг створено понад 9,8 тисяч штучних водойм; сумарний їх об'єм є близьким до $1,5 \text{ км}^3$, що практично дорівнює стоку річки в маловодний рік 95- відсоткової забезпеченості.

Більшість водосховищ створювалися в 1950-ті роки з метою отримання електроенергії на ГЕС, але ж в наш час значна частина гідроелектростанцій припинила своє існування. Нині працюють Новокозantinівська, Сабарівська, Сутіська, Ладжінська, Глибочицька, Першотравнева і декілька менших ГЕС. Найбільшими серед водосховищ є: Мар'янівське (773 км від гирла), Хмельницьке (755 км), Меджібожське (711 км), Щедрівське (681 км), Новоконстантинівське (678 км), Сандракське (640 км), Сабарівське (571 км), Сутіське (538 км), Брацлавське (458 км), Ладжінське (400 км), Глибочицьке (372 км), Гайворінське (366 км), Першотравневе (196 км), Олександрівське (132 км).

Окрім головної річки басейну, значна кількість водосховищ створена на її притоках - річках Рів, Соб, Синюха, Гірський Тікич, Інгул та ін. Серед крупних водогосподарських об'єктів на Південному Бузі виділяється Ладжінське водосховище, створене в 1964 р. у Вінницькій області і

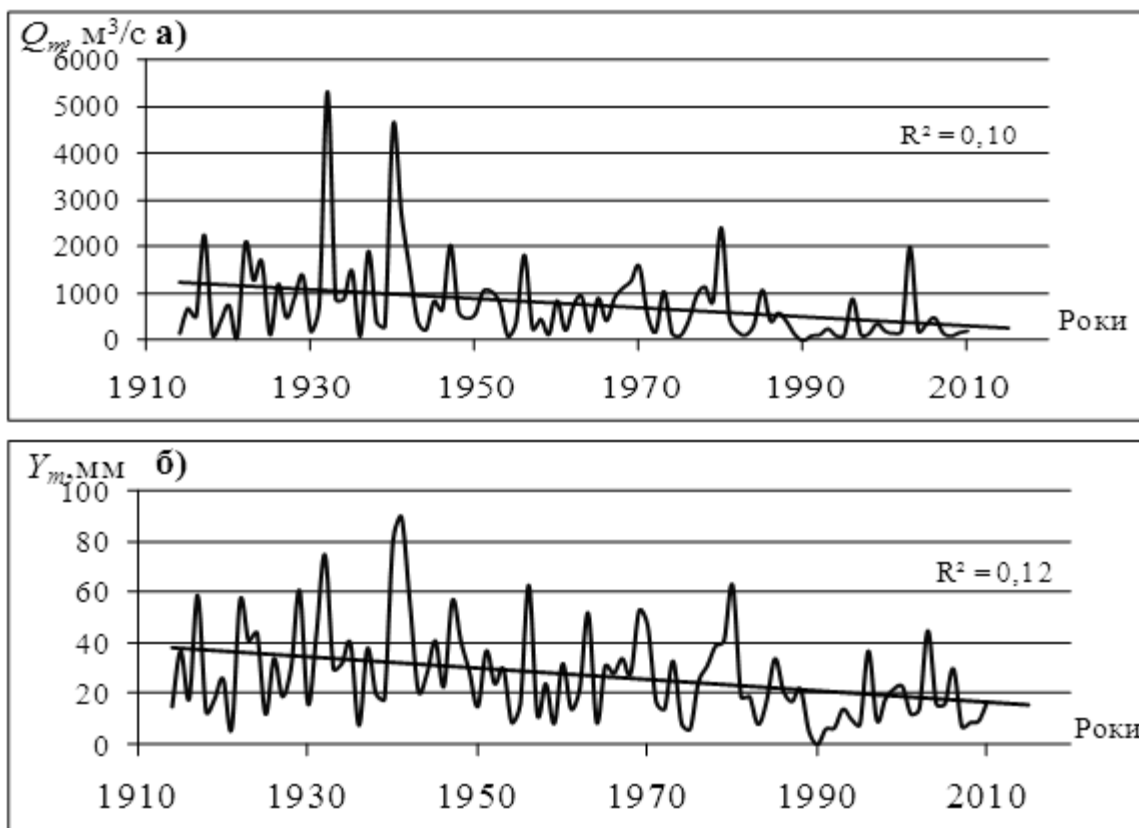


Рис.3.4- Хронологічний графік ходу максимальних витрат води (а) та шарів стоку весняного водопілля (б) р.Південний Буг – смт Олександрівка, $F=46200 \text{ км}^2$.

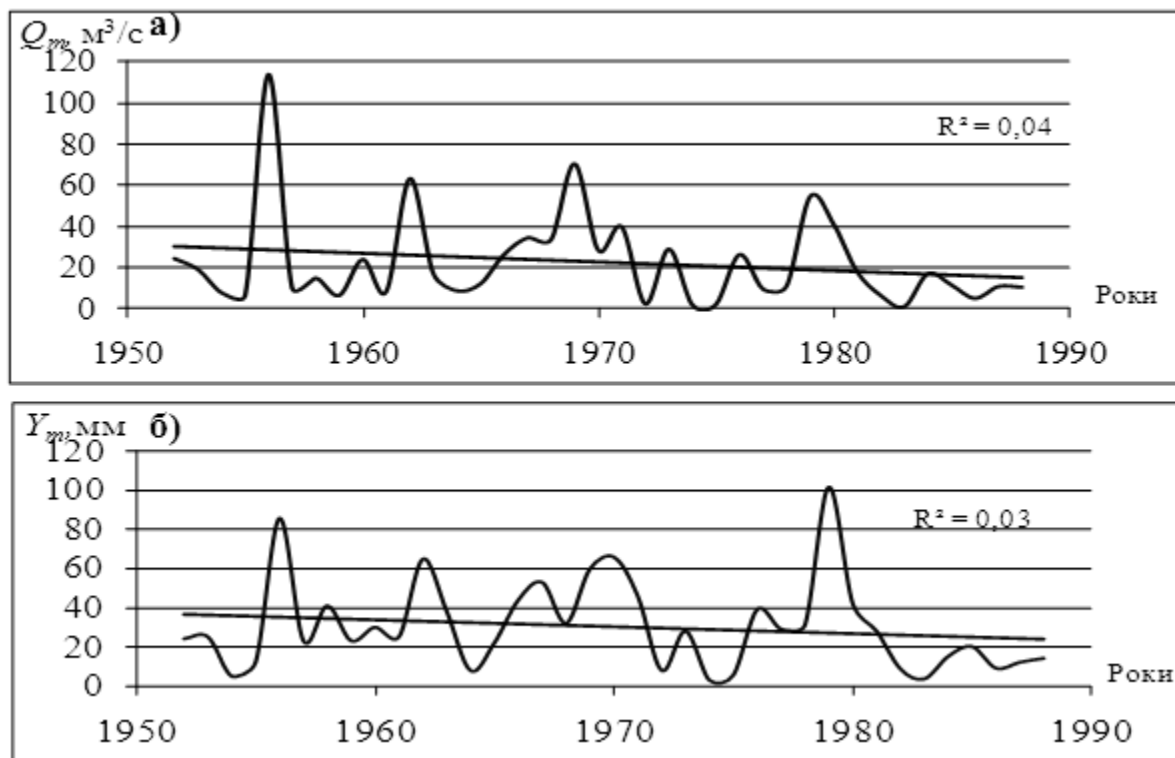


Рис.3.5- Хронологічний графік ходу максимальних витрат води (а) та шарів стоку весняного водопілля (б) р.Бужок - смт Меджибож, $F=698 \text{ км}^2$.

має комплексне призначення – служить водоймищем-охолоджувачем Ладжінської ТЕС і використовується для роботи однойменної ГЕС. При підпірному рівні 177 м водосховище має повний об'єм 150,8 млн.м³, площу - 20,8 км² і довжину до 45 км. Серед інших водосховищ Південного Бугу своїми розмірами виділяється Щедровське (повний об'єм - 30,1 млн.м³), а найбільшими водосховищами на притоках є Ташликське (що служить водоймищем-охолоджувачем Південно-Української АЕС, повний об'єм 86,0 млн.м³) і Софіївське (на річці Інгул, 36,0млн.м³).

В цілому в басейні розташовано 189 водосховищ місткістю 895млн.м³, загальною площею водного дзеркала майже 30 тис.га. В самому руслі Південного Бугу побудовано 16 водосховищ місткістю 316 млн. м³, які використовуються для потреб гідроенергетики, водопостачання і рекреації. Найбільша кількість водосховищ побудована в Кіровоградській (64) і Вінницькій (42) областях. Також в басейні Південного Бугу, як вже відмічалось, розташовано 9640 ставків, загальною площею понад 52 тис.га й сумарним об'ємом 634 млн.м³. Внаслідок проведеної у 2011 році в областях басейну інвентаризації водних об'єктів, загальна кількість ставків збільшилася на 625 шт. Найбільша кількість ставків побудована у Вінницькій (3378), Черкаській (2183) та Кіровоградській (2171) областях.

Якщо відома дата створення водосховища або початку будь-якої водогосподарської діяльності на досліджуваних річках, одним з методів дослідження її можливого впливу на стік, як було відмічено вище, є побудування сумарних інтегральних кривих. Такі сумарні криві отримані для постів р. Південний Буг – смт Олександрівка (рис.3.6а), р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка (рис.3.6б), р.Інгул- с.Новогорожене (рис.3.6в).

Аналіз отриманих кривих показує, що в період будівництва крупних водосховищ на досліджуваних річках (1950-і роки) і після нього будь-яких змін у хронологічному ході максимального стоку весняного водопілля не відбувалося. Тобто, не зважаючи на численну кількість штучних водойм, суттєвого їх впливу на зміну водного режиму річок описуваної території в період весняного водопілля не виявлено.

Ще однією з можливих причин направлених змін стоку у будь-якому напрямку може бути циклічність у ході стокових величин та їх характеристик. Для дослідження цього питання побудовані подвійні інтегральні криві максимальних витрат води і шарів стоку і максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля (на прикладі р. Південний Буг – с. Підгір'я), які показані на (рис.3.7). Як видно з цих рисунків, сумарний стік (у вигляді як максимальних витрат води, так і шарів стоку весняного водопілля) добре узгоджується з кількістю снігозапасів на початок весняного водопілля, які є основною складовою прихідної частини рівняння водного балансу у період водопілля і мають циклічність у багаторічному їх ході. На (рис.3.8) добре видно, що різниці інтегральні криві синхронні, а досліджувані річки можна віднести до одного гідрологічного району за циклічністю коливань максимального стоку весняного водопілля.

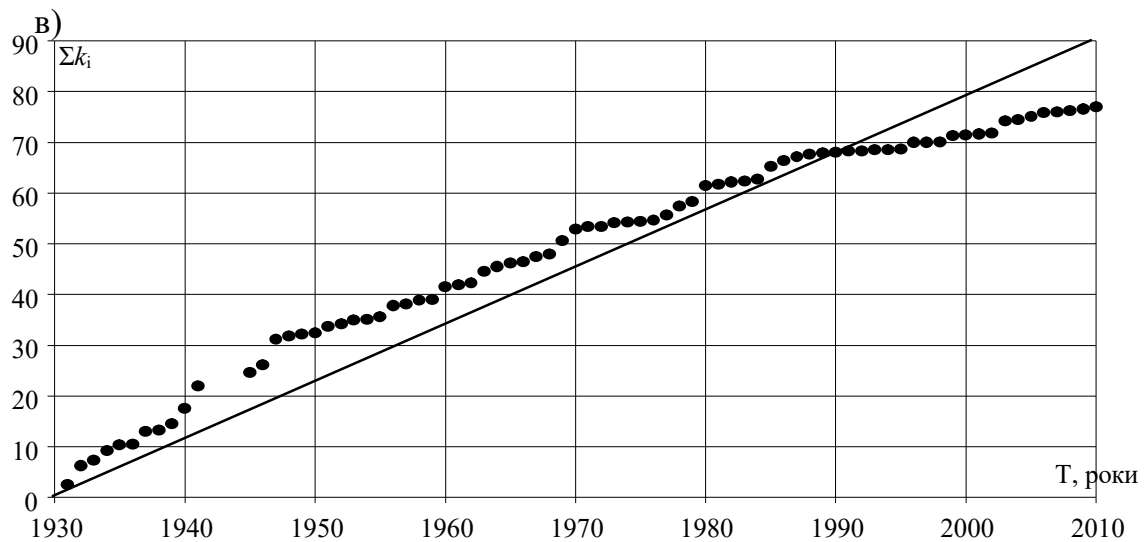
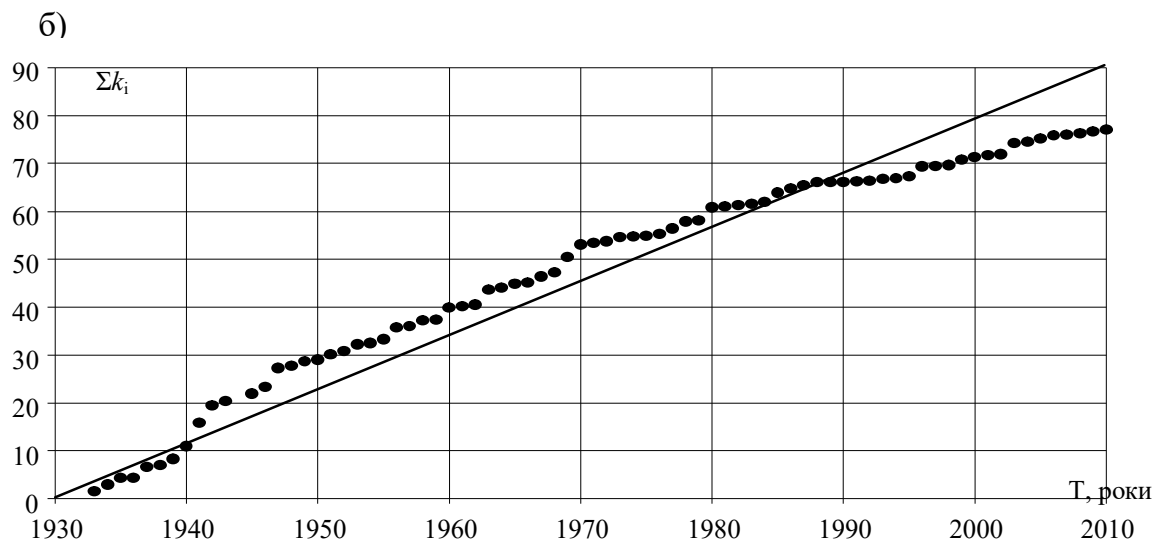
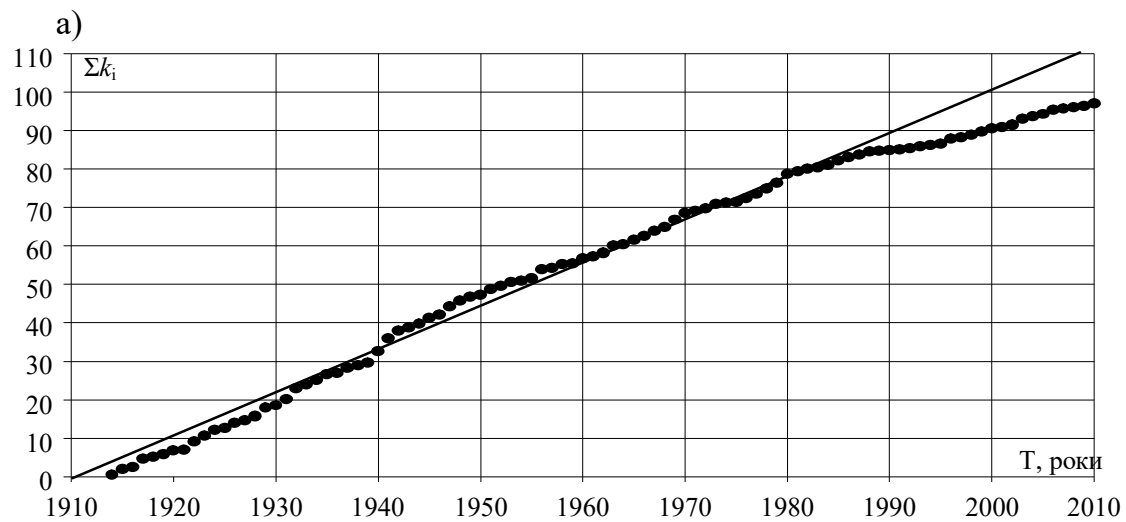


Рис.3.6 - Сумарні інтегральні криві максимальних витрат води весняного водопілля на р. Південний Буг – смт Олександрівка (а), р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка (б) та р. Інгул - с. Новогорожене (в).

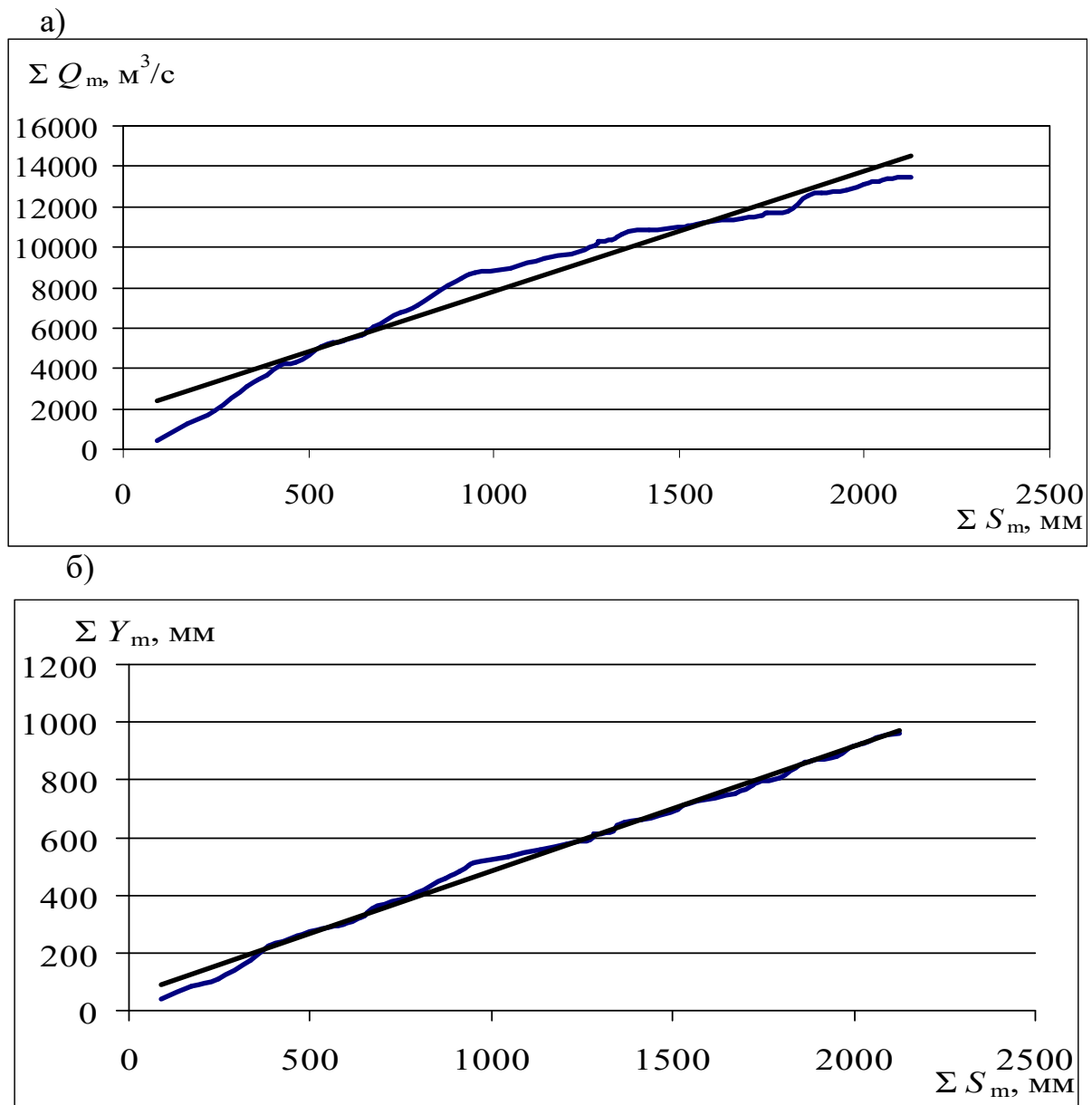


Рис. 3.7 - Подвійна інтегральна крива максимальних витрат води (а) та шарів стоку (б) і максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля р.Південний Буг – с.Підгір'я.

Аналізуючи ці криві, можна відмітити, що починаючи з 1920-х років до 1947 року, спостерігалася багатоводна фаза (для р.Згар - смт Літин до 1956 р.), потім практично протягом наступних 20 років – до 1966-68 рр. спостерігалася маловодна фаза, далі (в наступні 10 років) змінили одна одну маловодна і дві не досить тривалі багатоводні фази, після чого, починаючи з 1980 року і по теперішній час, на річках досліджуваної території спостерігається маловодна фаза тривалістю більшою за 30 років.

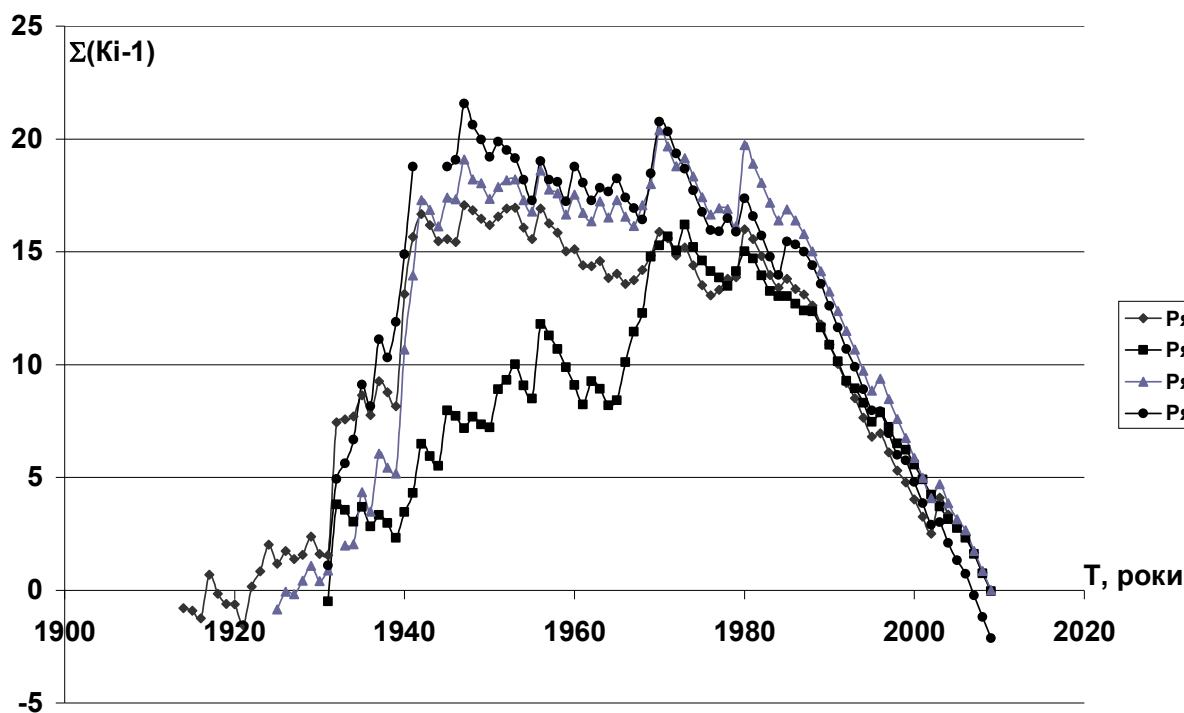


Рис.3.8- Різницеві інтегральні криві шарів стоку весняного водопілля річок басейну Південного Бугу: ряд 1- р.Південний Буг – смт Олександрівка; ряд 2- р.Згар - смт Літин; ряд 3 – р.Синюха- с.Синюхін Брід; ряд 4 – р.Інгул - с.Новогорожене.

За дослідженнями багатьох українських гідрологів, насамперед В.В. Гребеня [42] і Н.С. Лободи [26] саме з 1980 років на річках України відмічаються наслідки глобальних змін клімату, які, перш за все, призводять до зміни внутрішньорічного розподілу стоку - зменшення величин стоку у багатоводні періоди (водопілля і паводки) й збільшення стоку межені.

З іншого боку, періоди маловоддя, також як і багатоводдя, можуть досягати на річках 50-70 років і більше. В якості прикладу на (рис.3.9) наведені різницеві інтегральні криві річного і максимального стоку для р. Дунай. Найбільш тривалий період спостережень, який є в нашому розпорядженні (1840-2010 рр.) – це спостереження за річним стоком на посту р. Дунай – м. Ізмаїл (115 км). Різницева інтегральна крива цього ряду показує, що на початку розглядуваного періоду спостерігалася маловодна фаза тривалістю 50 років (1840-1910 рр.), а потім її змінила багатоводна фаза тривалістю близькою до 70 років (1910-1980 рр.), на цей час спостерігається незначна спадна тенденція.

Таким чином, як видно на прикладі річок басейну Південного Бугу, висновки відносно наявного тренда не можуть бути остаточними, і повинні уточнюватися в міру накопичення нових даних спостережень, оскільки маловоддя, так же як і багатоводдя, можуть становити досить тривалі періоди, і в подальші роки тенденція може бути зворотною.

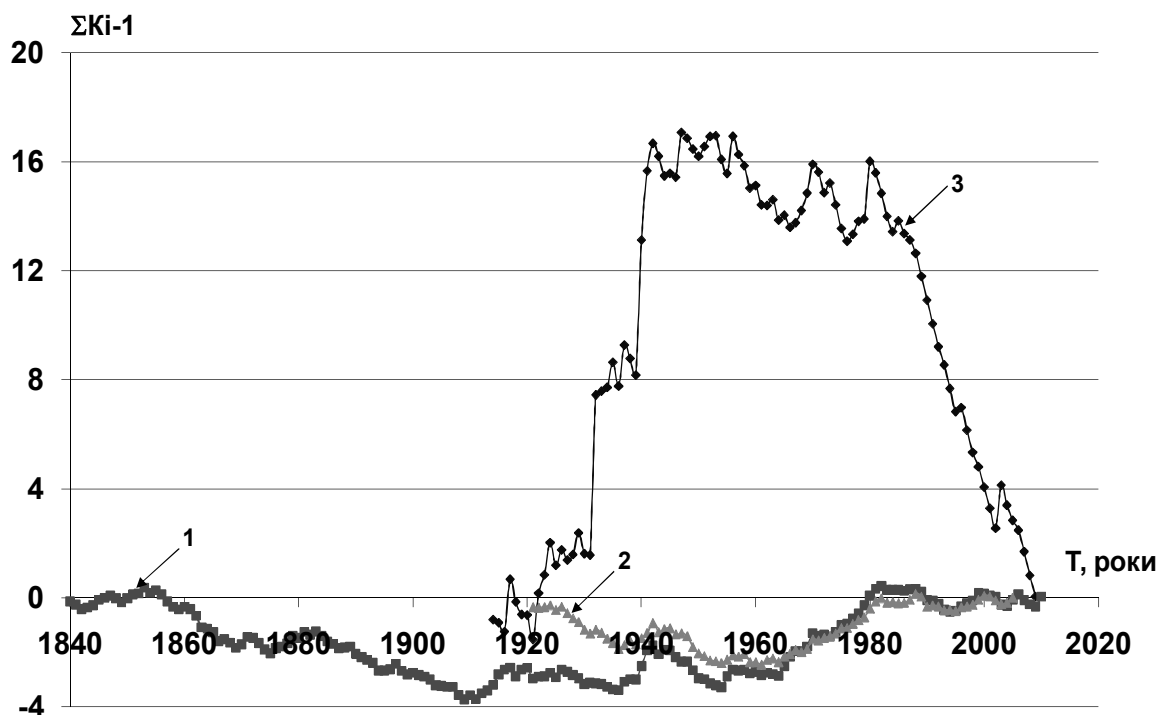


Рис.3.9 - Різницеві інтегральні криві: 1 - річного стоку р.Дунай - м.Ізмаїл (115 км) за 1840-2010 рр.; 2 - максимального стоку весняного водопілля р.Дунай - м.Ізмаїл (115 км) за 1921-2005 рр.; 3 - максимального стоку весняного водопілля р.Південний Буг – смт Олександрівка за 1914-2010 рр.

Отже, з метою вирішення питання щодо подальшої можливості використання статистичних методів, необхідно проаналізувати хронологічний хід максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля та їх циклічність для решти річок на рівнинній території України.

3.4 Дослідження циклічності часових рядів максимального стоку весняного водопілля і районування території рівнинної України за його розрахунковими характеристиками

Для дослідження багаторічних коливань максимального стоку були використані ті ж самі найбільш тривалі ряди спостережень, що й для оцінки однорідності, які достатньо рівномірно розташовані в межах розглядуваної території та мають тривалість часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку від 55 до 127 років.

Аналіз побудованих різницевих інтегральних кривих величин максимальних витрат води весняного водопілля показує, що коливання водності річок України в різних районах не однакові як за часом зміни фаз, так і за інтенсивністю зростання або зменшення сумарних відхилень. Із 35 відібраних часових рядів максимальних витрат води лише 13 (37%) є

безперервними, а ряди шарів стоку безперервні лише в 31% випадків від загального їх числа (11 рядів). При цьому тільки 5 безперервних часових рядів (максимальних витрат води і шарів стоку) мають тривалість більшу за 80 років. Але, ґрунтуючись на наявних даних, все ж можна виявити деякі закономірності в змінах водності річок України в період весняного водопілля [43;44].

Порівняння багаторічних коливань максимального стоку в різних пунктах показує, що для окремих груп річок (які у більшості випадків територіально близькі між собою), має місце не тільки синфазність коливань, коли на річках одночасно спостерігаються однакові фази водності впродовж тривалого періоду, але й, більшою чи меншою мірою, їх синхронність, коли в різних пунктах спостерігається однаковий хід водності окремих років і між змінами коливань стоку приблизно однакові співвідношення. Так, на основі аналізу інтегральних різницевих кривих максимальних витрат води весняного водопілля, річки досліджуваної території були розподілені на чотири групи, в яких зміни водності найбільш близькі між собою за характером (рис. 3.10-3.13)

До першої групи віднесені річки басейнів Західного Бугу, Дністра, Прип'яті, правобережні притоки Дніпра (від Прип'яті до Ірпіні) і верхів'я Південного Бугу. Для цієї групи характерний плавний хід змін водності (рис.3.10). Зростання або спадання сумарних відхилень модульних коефіцієнтів максимальних витрат води від одиниці з року до року є поступовим і величина самих відхилень рідко перевищує 2 (за винятком деяких років – 1932, 1942, 1956, 1969). Для всіх річок цієї групи, крім Західного Бугу і верхів'я Дністра, про які буде сказано нижче, можна виділити великий повний цикл водності, початок багатоводної фази якого важко визначити через недостатність даних, але майже для всіх річок ця фаза спостерігається з самого початку спостережень за стоком і продовжується до 1971 року. На деяких річках району високі водопілля 1979 і 1980 років привели до того, що багатоводний період подовжився до 1981 року. Маловодна фаза для річок групи настала в 1972 або в 1982 році і триває до 2010 року. В табл. 3.5 наведені періоди часу, коли на річках спостерігалась та чи інша фаза водності.

До другої групи віднесені річки басейнів Десни та інших лівобережних приток Дніпра (до впадіння р. Самари), а також верхів'я і лівобережні притоки Сіверського Дінця, його нижні правобережні притоки і верхів'я р. Кринка. За ходом водності до цієї групи досить близька річка Інгул (у верхів'ї), яка не зовсім підходить сюди територіально. Різницеві інтегральні криві для другої групи річок мають інший характер: тут більше різких змін водності, багато короткочасних циклів, а відхилення модульних коефіцієнтів від одиниці в окремі роки можуть досягати 3-4 одиниць (рис. 3.11). Проте, як і для річок першої групи, можна відмітити наявність великого циклу з багатоводною фазою, яка тривала в основному до 1971 року, і маловодною фазою – з 1972 по 2010 рр.

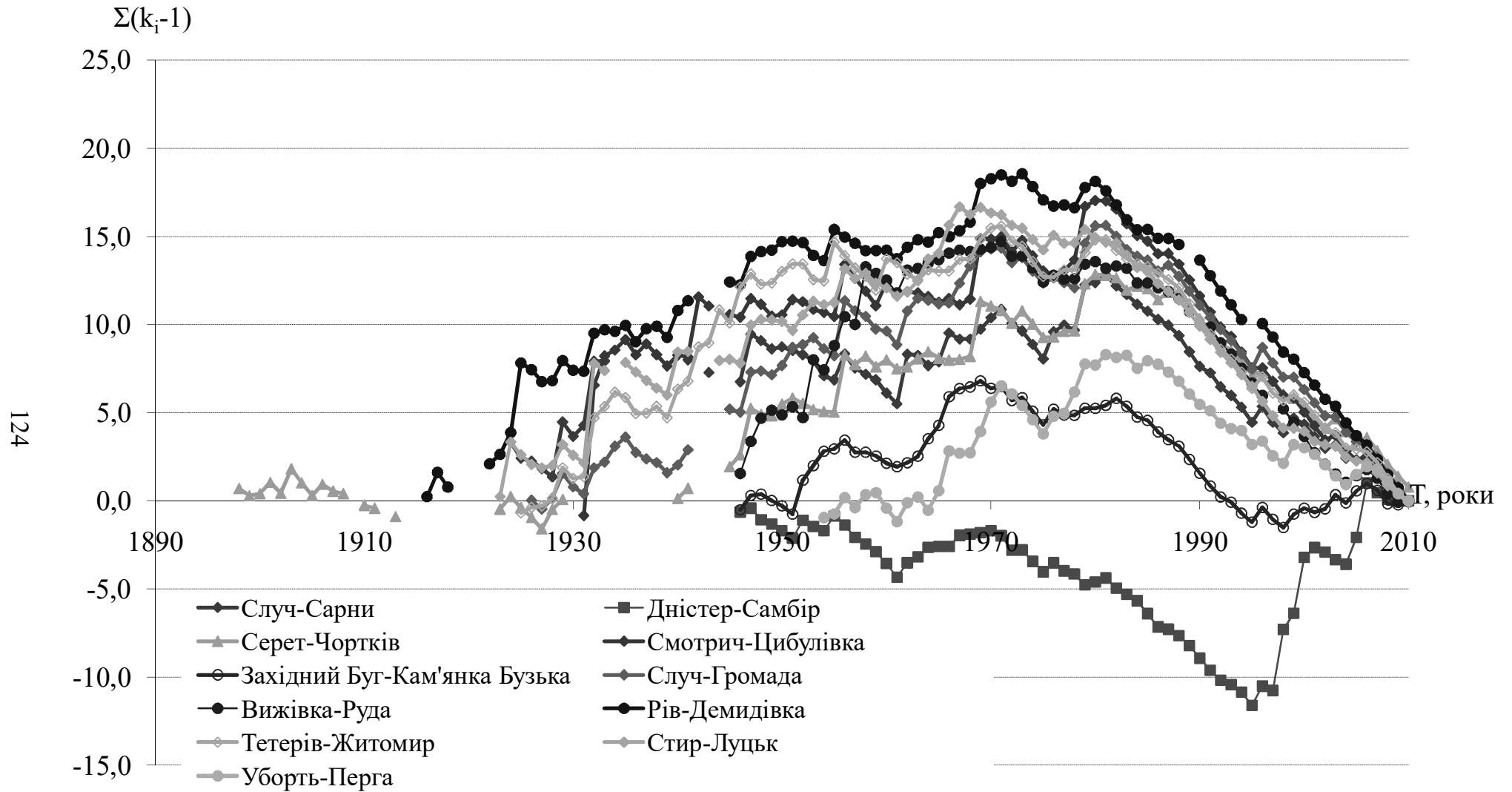


Рис. 3.10 - Різницеві інтегральні криві максимальних витрат води весняного водопілля (група 1).

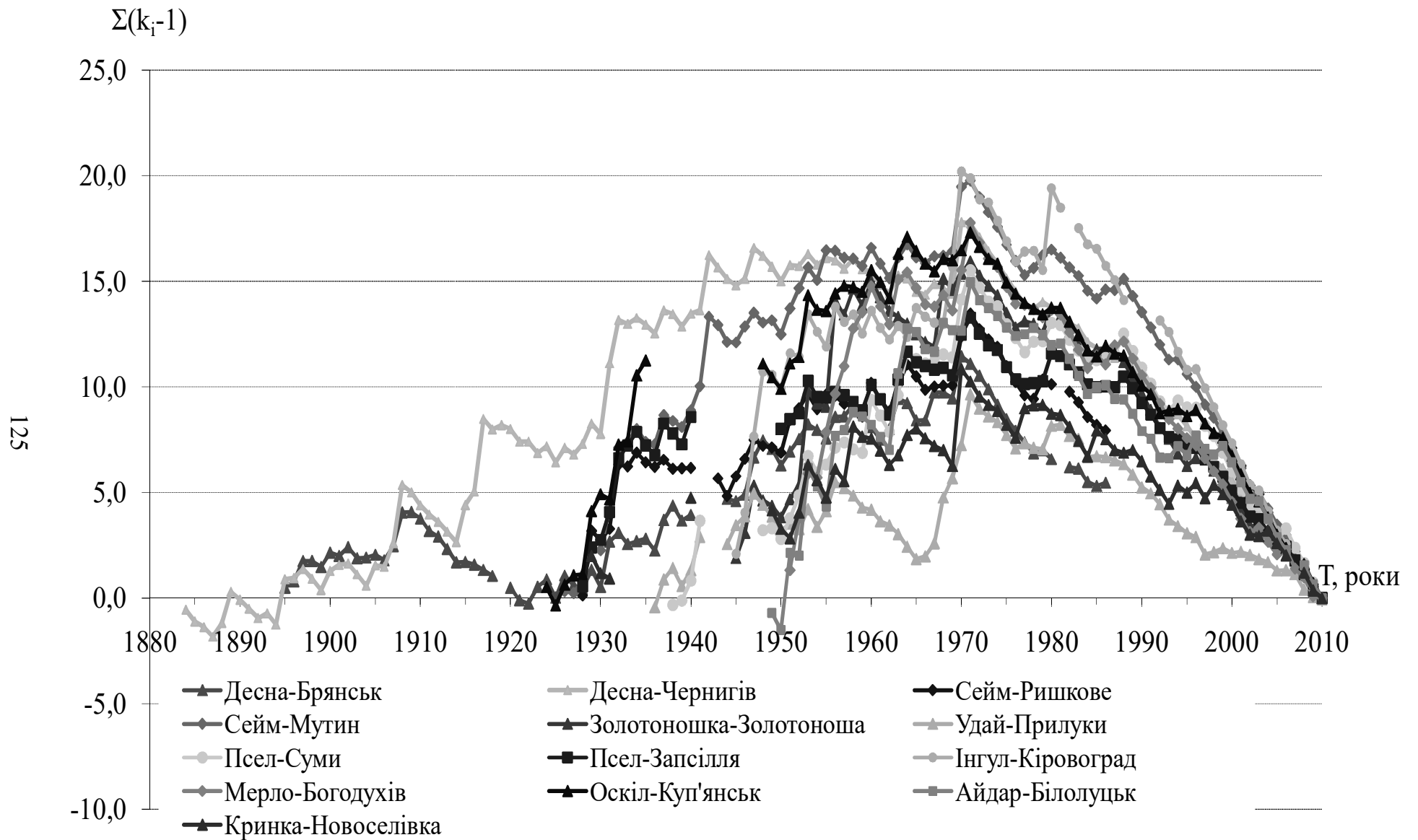


Рис. 3.11 - Різницеві інтегральні криві максимальних витрат води весняного водопілля, група 2.

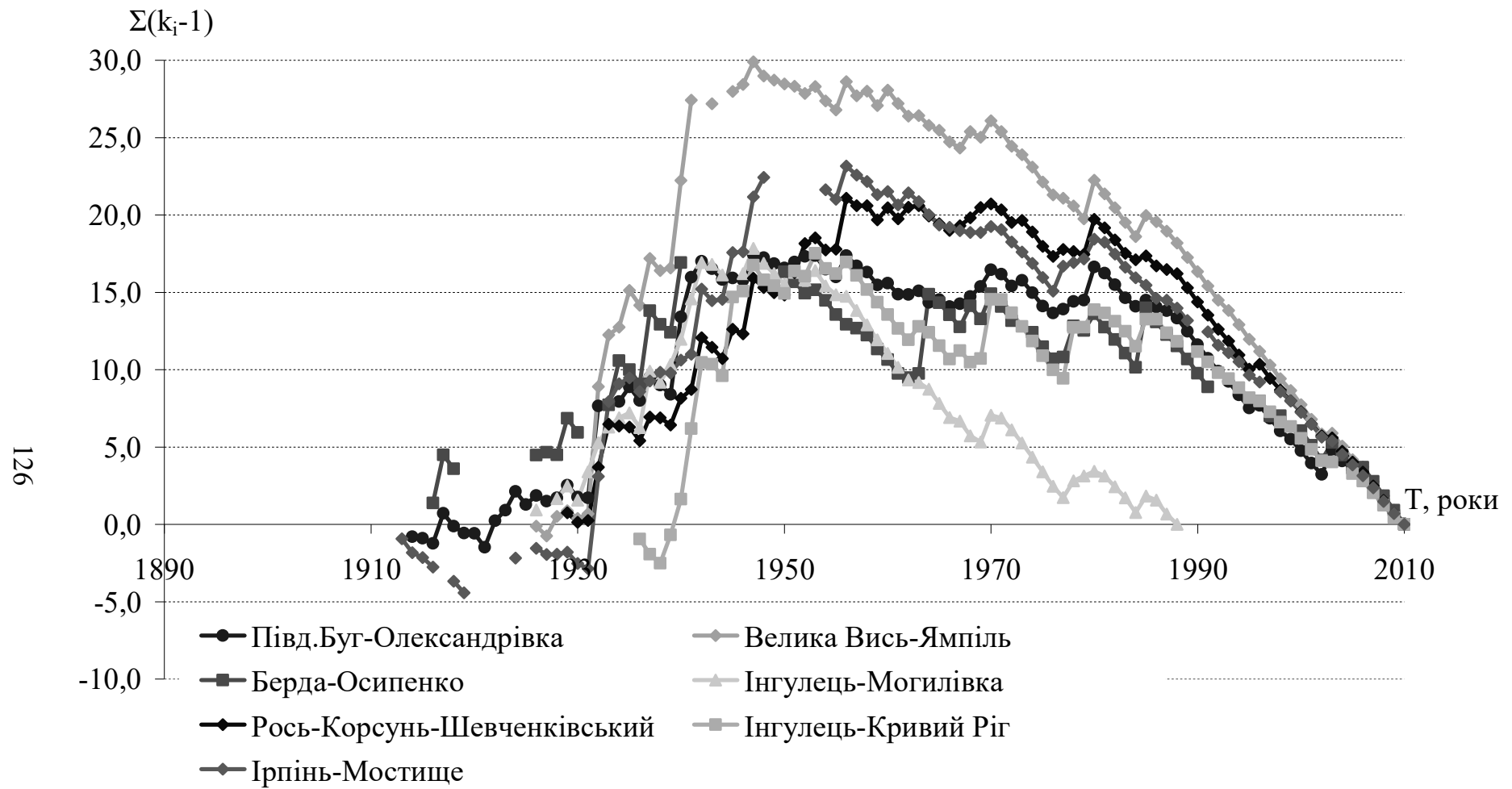


Рис. 3.12 - Різницеві інтегральні криві максимальних витрат води весняного водопілля, група 3.

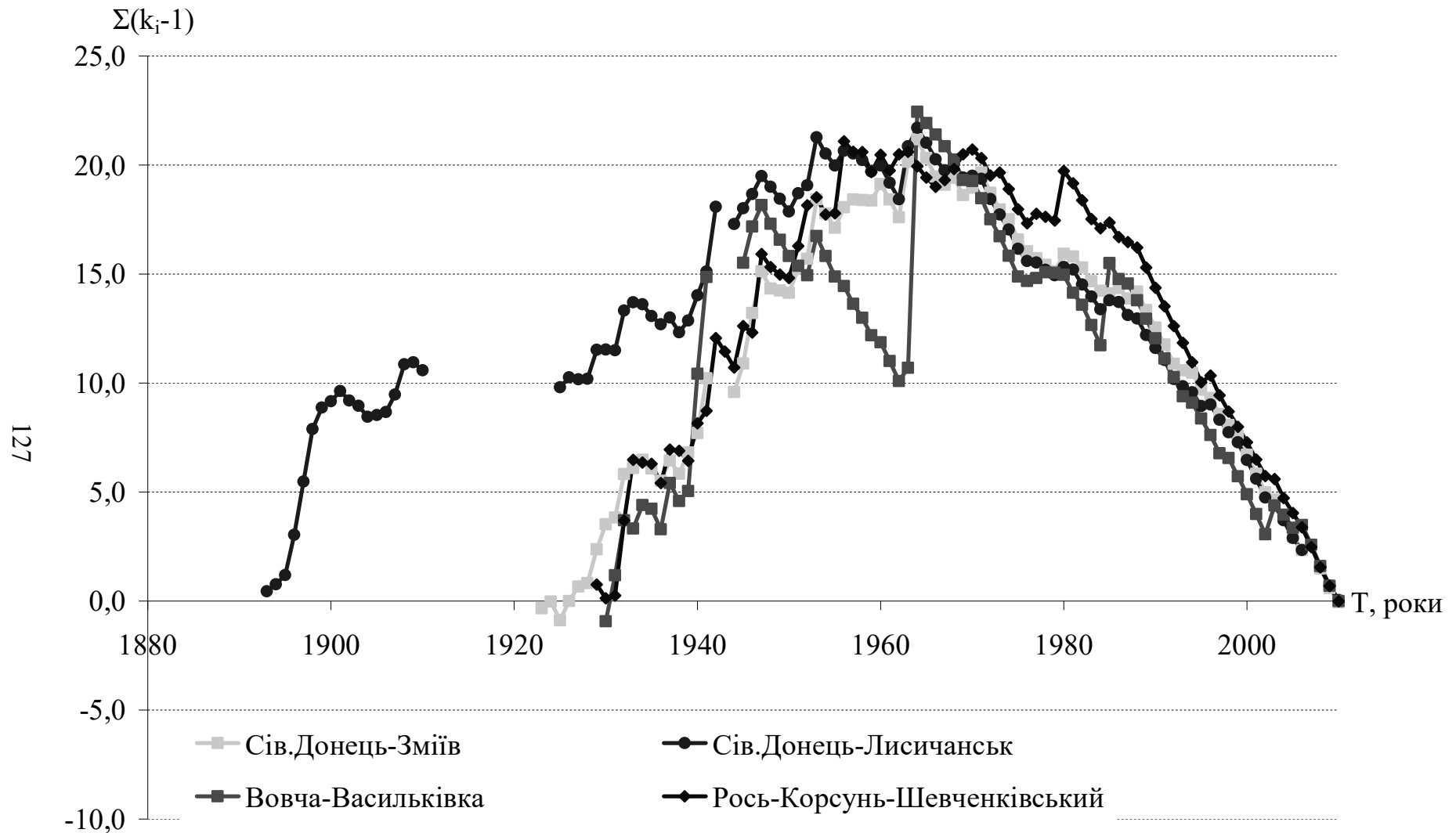


Рис. 3.13 - Різницеві інтегральні криві максимальних витрат води весняного водопілля, група 4.

Таблиця 3.5 - Визначення фаз багаторічних коливань максимальних витрат води за різницевиими інтегральними кривими

№ поста	Річка-пост	Період спостережень за максимальними витратами води	Кількість років	Багатоводна фаза	Маловодна фаза
4	Західний Буг-Кам'янка Бузька	1946-2010	65	1951-1969	1970-1995
18	Вижівка-Руда	1946-2010	65	1946-1971	1972-2009
27	Стир-Луцьк	1923-33, 1935-41, 1944-2010	85	1923-1967	1968-2010
37	Случ-Громада	1926-41, 1945-2000	82	1926-1981	1982-2010
39	Случ-Сарни	1924-33, 1941, 1943, 1946-2010	77	1962-1981	1982-2010
45	Уборть-Перга	1954-2010	57	1962-1981	1982-2010
53	Тетерів-Житомир	1925-2010	86	1926-1971	1972-2010
61	Ірпінь-Мостище	1913-16, 1918, 1919, 1924, 1926-48, 1954-2010	85	1932-(1956)	(1957)-2010
64	Десна-Брянськ	1895-1918, 1920-40, 1944-80, 1982-86, 2000-2010	98	1895-1909, 1923-1970	1910-1922, 1971-2010
67	Десна-Чернігів	1884-2010	127	1895-1970	1971-2010
86	Сейм-Ришкове	1928-40, 1943-80, 1982-86, 2000-2010	67	1928-1971	1972-2010
88	Сейм-Мутин	1926-2010	85	1926-1971	1972-2010
118	Рось-Корсунь-Шевченківський	1929-2010	82	1929-1956	1957-2010
124	Золотоношка-Золотоноша	1945-2010	66	1945-1971	1972-2010
125	Сула-Зеленківка	1932-41, 1944-2010	77	1932-1988	1989-2010
131	Удай-Прилуки	1936-41, 1944-2010	73	1937-1971	1972-2010
142	Псел-Суми	1938-41, 1948-2010	67	1939-1971	1972-2010
144	Псел-Запсілля	1928-41, 1950-2010	74	1928-1971	1972-2010
156	Мерло-Богодухів	1951-2010	60	1951-1971	1972-2010

Кінець таблиці 3.5

№ поста	Річка-пост	Період спостережень за максимальними витратами води	Кількість років	Багатоводна фаза	Маловодна фаза
168	Вовча-Васильківка	1930-41, 1945-2010	78	1931-1964	1965-2010
180	Інгулець-Кривий Ріг	1936-2010	75	1939-1947	1948-1990
181	Інгулець-Могилівка	1926, 1928-44, 1946-88	61	1926-1947	1948-1988
183	Дністер-Самбір	1946-2010	65	1996-2006	1946-1995
200	Серет-Чортків	1898-1908, 1910, 1911, 1913, 1923-29, 1940, 1941, 1944-2010	89	1929-1980	1981-2010
209	Смотрич-Цибулівка	1931-43, 1945-2010	79	1932-1980	1981-2010
239	Південний Буг-Олександрівка	1914-2010	97	1922-1947	1948-2010
243	Рів-Демидівка	1916-18, 1922-41, 1945-2010	89	1922-1973	1974-2010
251	Велика Вись-Ямпіль	1926-41, 1943, 1945-2010	83	1928-1947	1948-2010
258	Інгул-Кіровоград	1945-2010	61	1945-1970	1971-2010
265	Сіверський Донець-Зміїв	1923-41, 1944-2010	86	1926-1964	1965-2010
270	Сіверський Донець-Лисичанськ	1893-1910, 1925-42, 1944-2010	103	1893-1964	1965-2010
286	Оскіл-Куп'янськ	1924-35, 1948-2010	75	1926-1971	1972-2010
299	Айдар-Білолуцьк	1949-2010	62	1951-1971	1972-2010
319	Берда-Осипенко	1916-18, 1926-30, 1933-40, 1950-72, 1974-2010	76	1916-(1947)	(1948)-2010
338	Кринка-Новоселівка	1929-31, 1940, 1949-2010	66	(1931)-1970	1971-2010

Третя група включає річки басейну Південного Бугу (нижче впадіння р. Рів), правобережні притоки Дніпра, починаючи з Ірпені, і річки Приазов'я (рис. 3.12). Для них характерне ще більше зростання сумарних відхилень максимальних витрат води від року до року – вони можуть досягати 5-ти і навіть 8-ми одиниць(р. Ірпінь – с. Мостище, р. Велика Вись – с. Ямпіль, 1932 рік). І максимальні ординати інтегральних кривих для цієї групи річок мають найбільші значення. Крім того, при наявності такого ж великого циклу, як і для інших районів (груп), річки третьої групи відрізняються короткою багатоводною фазою (вона закінчується для більшості пунктів у 1947 році) і досить тривалою (1948 -2010 рр.) маловодною фазою.

До четвертої групи віднесені р. Сіверський Донець і річки басейну Самари. За наявністю багатьох короткочасних циклів ця група має деяку схожість з другою групою (рис. 3.13), а за загальним ходом водності – з третьою: багатоводна фаза циклу тут також закінчується раніше (1964 р.), ніж на річках перших двох груп (табл. 3.5).

Такий розподіл на групи має досить умовний характер, тому що деякі річки, що територіально відносяться до однієї групи, за ходом коливань водності більше схожі з річками іншої групи (району). Вище вже була згадана річка Інгул, те ж можна сказати і про річку Рось, хід водності на якій в період багатоводної фази близький до такого на річках четвертої групи, а в період маловодної фази – до третьої (рис.3.12 - 3.13). Потрібно також відмітити, що найзахідніші річки (р. Дністер - м. Самбір і р. Західний Буг – Кам'янка Бузька), які територіально відносяться до першої групи і в окремі періоди часу (1961-1969 рр., 1981-1995рр.) мають навіть синхронні коливання стоку з іншими річками цієї групи (рис.3.10), в багаторічному розрізі дуже відрізняються не тільки від них, але й від річок всіх інших груп, хоча, наприклад, з 1947 по 1995 рр. на р. Дністер – м. Самбір спостерігалась маловодна фаза, як і на річках третьої групи. Таким чином, на окремих ділянках інтегральні криві для річок різних груп можуть іноді бути більш схожими між собою, ніж криві для річок однієї групи.

Тим не менш, можна виділити такі відрізки часу, коли практично для всіх річок рівнинної України спостерігається подібність в ході інтегральних кривих (або однакові фази водності). Так, періоди 1938–1947 рр. і 1962–1970 рр. – багатоводні, а період з 1981 по 2010 роки майже для всіх річок - маловодний. Виняток становлять р. Дністер – м. Самбір і р. Західний Буг – Кам'янка Бузька, для яких цей період закінчується в 1995 році. Проте, маючи на увазі відносність деяких результатів аналізу змін водності на окремих річках, все ж таки можна зробити висновок, що для більшості річок, при наявності багатьох короткочасних циклів (тривалістю 4-5, 8-9, 13-14, 22-23 роки), спостерігається і один досить тривалий повний цикл з багатоводною фазою, яка для багатьох річок починається з початку спостережень і закінчується для різних районів в

1947, 1964, 1969-1971, 1980-1981 роках, і маловодною фазою, яка продовжується до теперішнього часу. Винятки, як уже відмічалось раніше, становлять лише найзахідніші водозбори (р. Дністер – м. Самбір і р. Західний Буг – м. Кам'янка Бузька), для яких маловодна фаза закінчилася в 1995 році. Причому, якщо для Західного Бугу до 1995 року в цілому спостерігається синфазність коливань максимальних витрат води з іншими річками району (група 1) і з 1947 по 1969 рр. триває багатоводна фаза, то для пункту р.Дністер – м. Самбір маловодна фаза продовжується з початку спостережень по 1995 рік.

Такий розподіл добре ілюструє (рис.3.14), на якому представлені сумарні інтегральні криві для більшості досліджуваних водозборів.

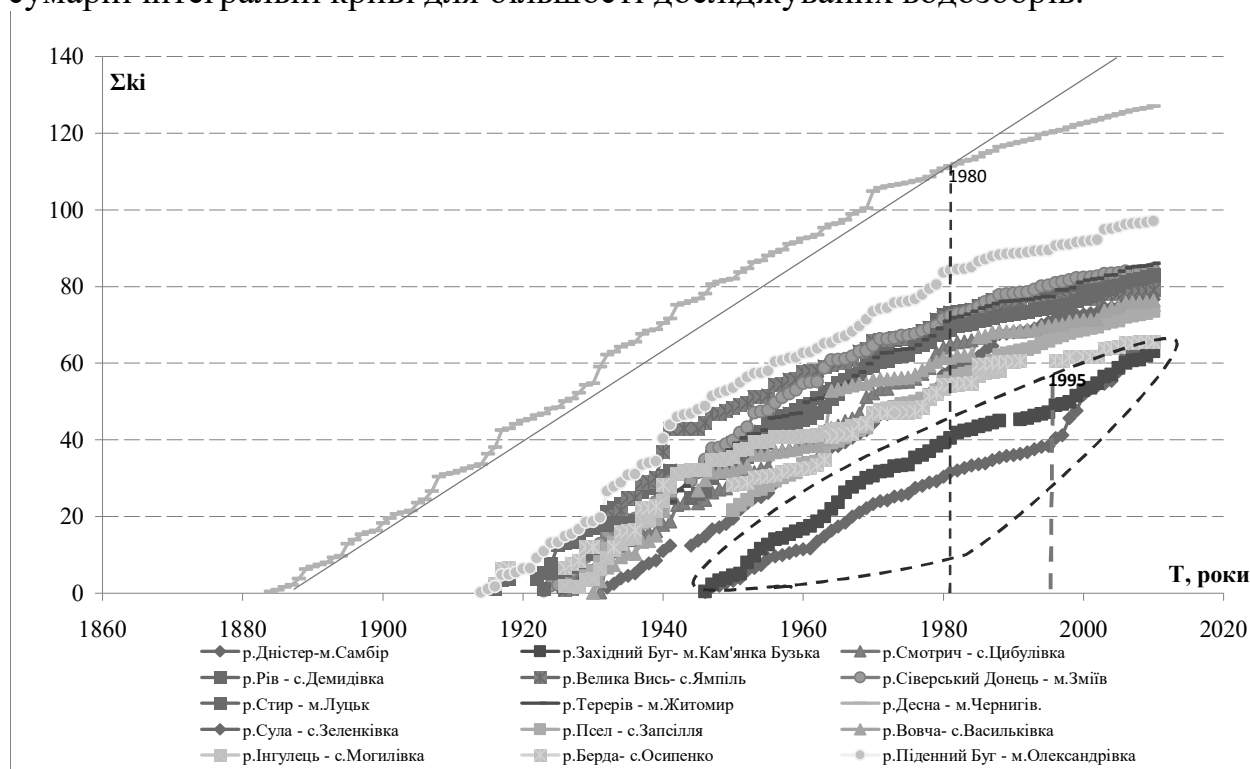


Рис.3.14- Сумарні інтегральні криві максимальних витрат води рівнинних річок України в період весняного водопілля.

Найбільш показовою є сумарна інтегральна крива для поста р.Десна-м.Чернігів, який має найдовший ряд спостережень (127 років). На цій кривій чітко можна визначити перехід від доволі тривалої багатоводної фази до маловодної, точкою переходу для панівної більшості досліджуваних річок є 1980 рік, винятки становлять р. Дністер – м. Самбір і р. Західний Буг – м. Кам'янка Бузька, для яких після 1995 р починається багатоводна фаза.

При аналізі максимального стоку річок не тільки витрати води є основною характеристикою - не менш важливим є аналіз також шарів стоку і тривалості водопілля, які характеризують об'єм і основу умовного трикутника-гідрографа.

Також як і у випадку з витратами води, за вибраними даними побудовані різницеві інтегральні криві хронологічних рядів шарів стоку

весняного водопілля. Зміни водності за інтегральними кривими шарів стоку дещо відрізняються від змін за кривими максимальних витрат води. Хоча для 80% розглянутих пунктів (28 із 35) загальний вигляд кривих і фази водності (за винятком деяких невеликих відрізків часу) за обома видами кривих майже співпадають і можна також відмітити наявність одного великого циклу для більшості річок, але є також і суттєві відмінності. По-перше, відхилення щорічних величин шарів стоку від їх середніх значень зазвичай менші, ніж відхилення максимальних витрат води, тому і сумарні відхилення (максимальні ординати кривих) для шарів стоку значно нижчі. По-друге, на кривих шарів стоку можна відмітити більше чітко виражених циклів невеликої тривалості (рис.3.15 - 3.18).

Крім того, розподіл річок по групах тут виявився дещо іншим: верхів'я і лівобережні притоки Сіверського Дінця, а також р. Мерло із другої групи відійшли до четвертої - району Сіверського Дінця і Самари. Проте, хід водності за шарами стоку на річках Рось і Інгул досить близький до річок третьої групи, до якої вони і належать територіально.

Потрібно також відмітити меншу (ніж для кривих максимальних витрат води) схожість у ході кривих усередині другої і четвертої груп (рис.3.16, рис. 3.18). Деякі відмінності в другій групі можна пояснити відсутністю даних по шарах стоку за останні 25-30 років, наприклад, по р. Десна – м. Брянськ і р.Сейм – с.Ришкове, а також пізнішим початком спостережень на річках, які тепер віднесені до четвертої групи (р. Мерло – м. Богодухів, р. Айдар – м. Білолуцьк). Крім того, до другої групи належать річки, фази водності по шарах стоку на яких в багаторічному розрізі майже протилежні до фаз інших річок даного району - це р. Удай і р. Кринка (рис. 3.16).

Узагальнюючи результати аналізу коливань стоку весняного водопілля за інтегральними кривими шарів стоку, можна сказати, що для одних річок хід кривих і фази водності майже повністю співпадають з такими, що визначені за інтегральними кривими максимальних витрат води. До них відносяться майже всі річки басейнів Сіверського Дінця і Приазов'я, річки Західного Бугу, Південного Бугу, Інгул, Інгулець, Уборть, Десни, Сейму, Сули, Псел (у верхів'ї) та ін. Для інших річок, при схожості загального вигляду кривих, можуть спостерігатися відрізки часу, коли коливання шарів стоку відрізняються від коливань максимальних витрат води, наприклад, для пункту р. Стир – м. Луцьк – це період 1998-2010 рр., для р. Случ –с. Громада – 1949-1961 рр., р. Тетерів –м. Житомир – 1946-1942 рр., р. Рів – с. Демидівка – 1924-1938 рр. Дані про початок і закінчення фаз таких циклів наведені в табл. 3.5

Як вже було відмічено вище, становить інтерес дослідження циклів і в хронологічному ході таких характеристик як тривалість весняної повені та максимальні снігозапаси на її початок. Для аналізу багаторічних коливань тривалості весняного водопілля використані дані по 23 гідрологічних постах з найбільш тривалими рядами спостережень.

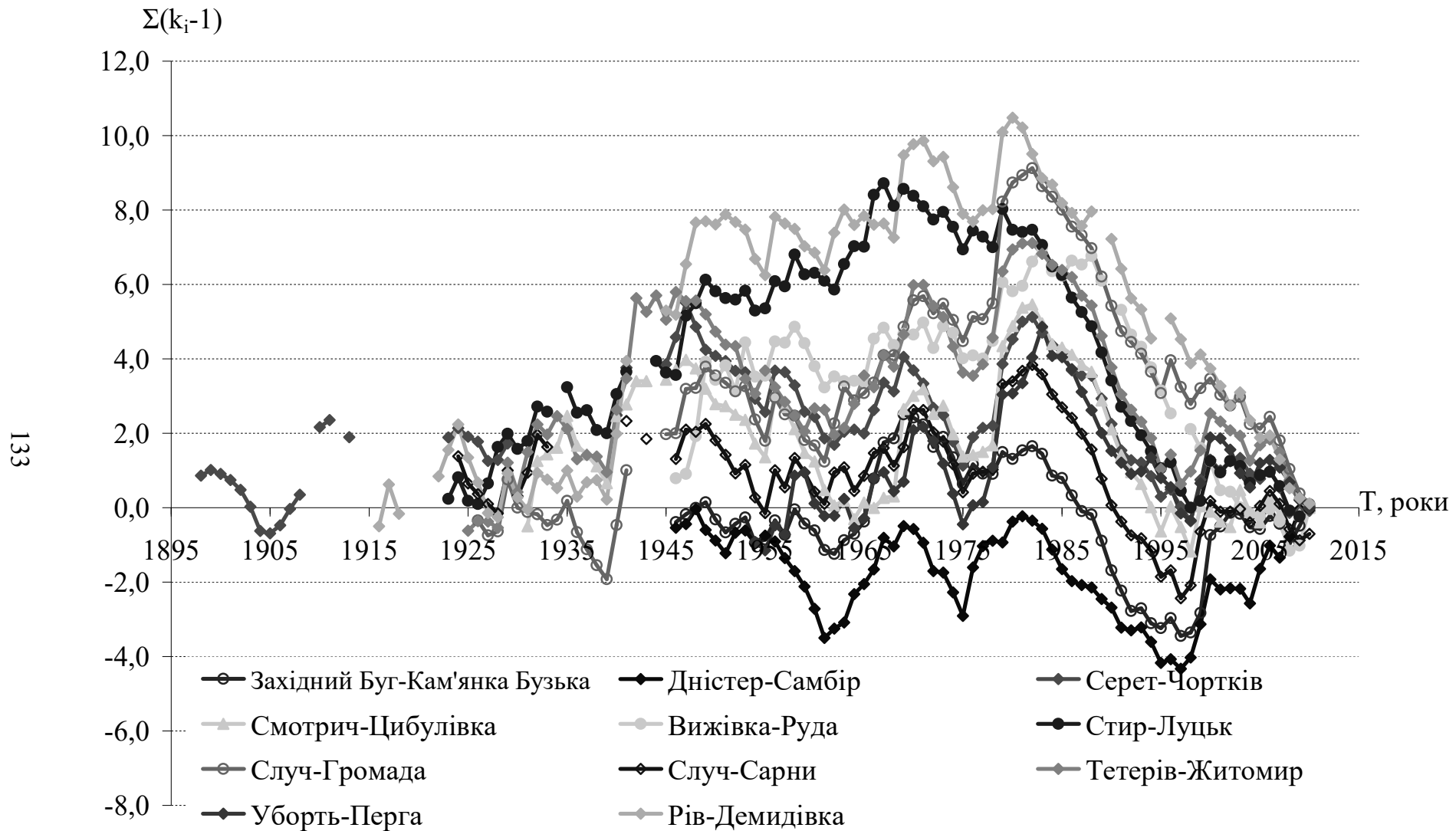


Рис.3.15 - Різницеві інтегральні криві шарів стоку весняного водопілля, група 1.

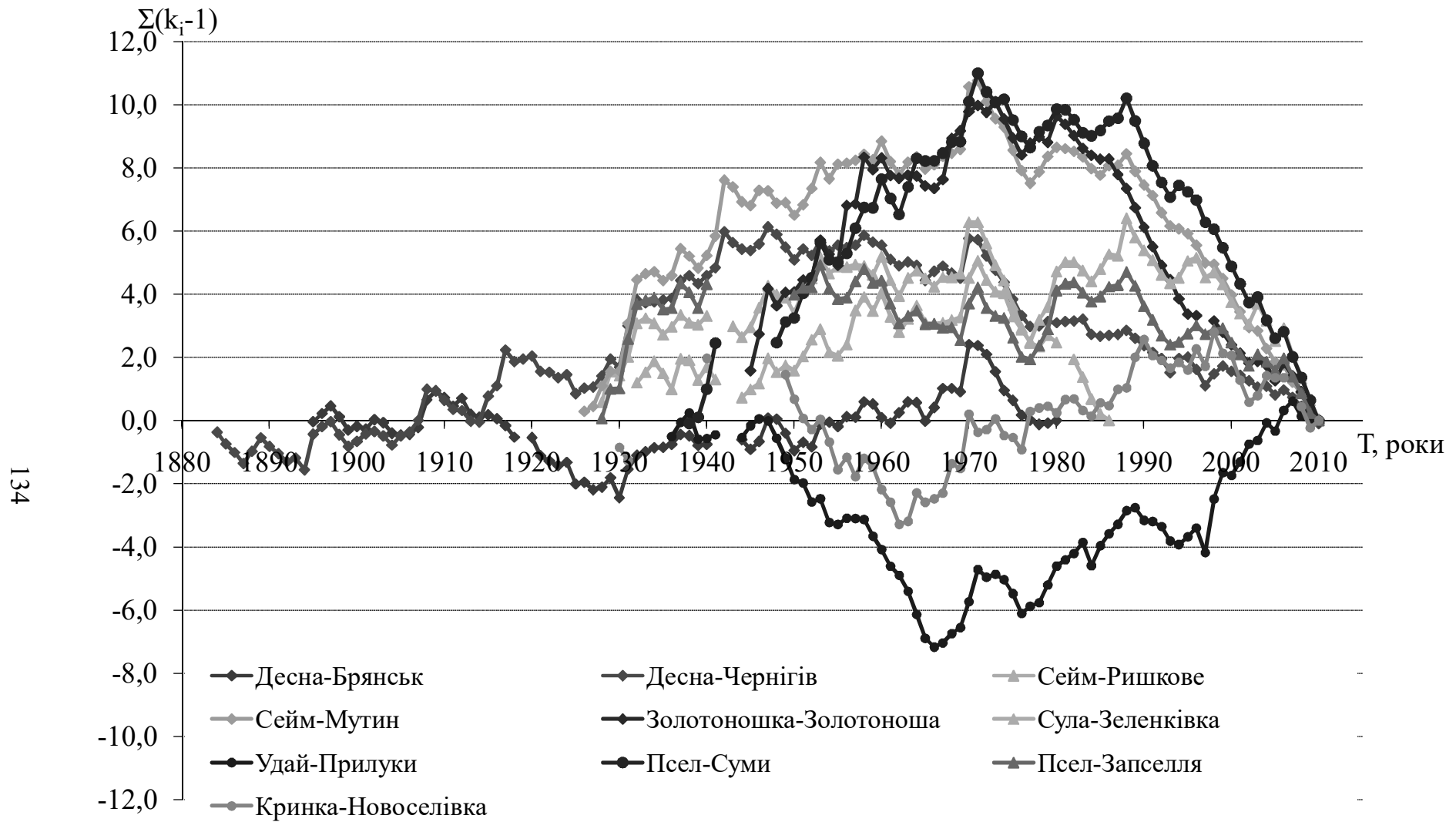


Рис.3.16 - Різницеві інтегральні криві шарів стоку весняного водопілля, група 2.

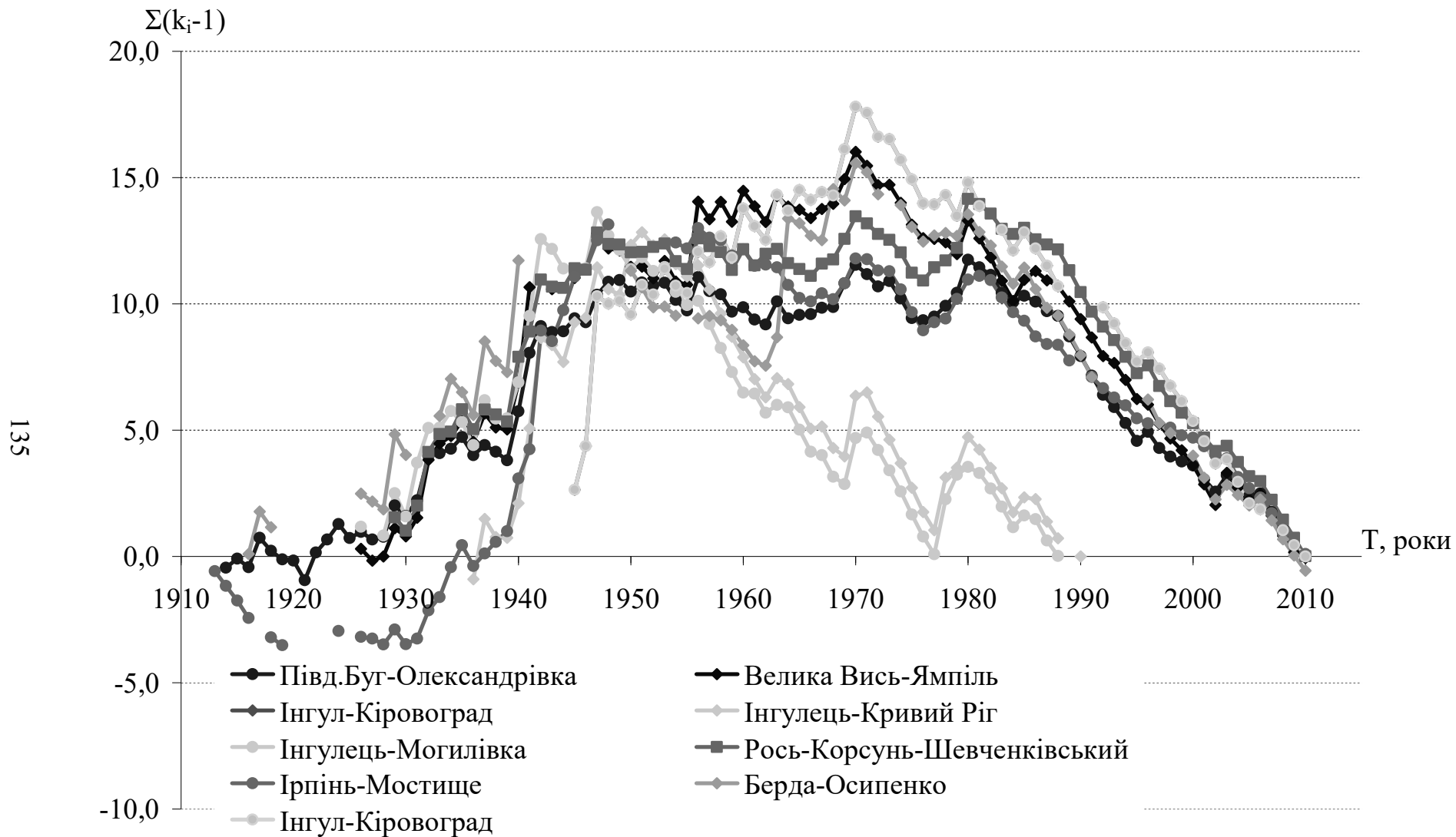


Рис.3.17 - Різницеві інтегральні криві шарів стоку весняного водопілля, група 3.

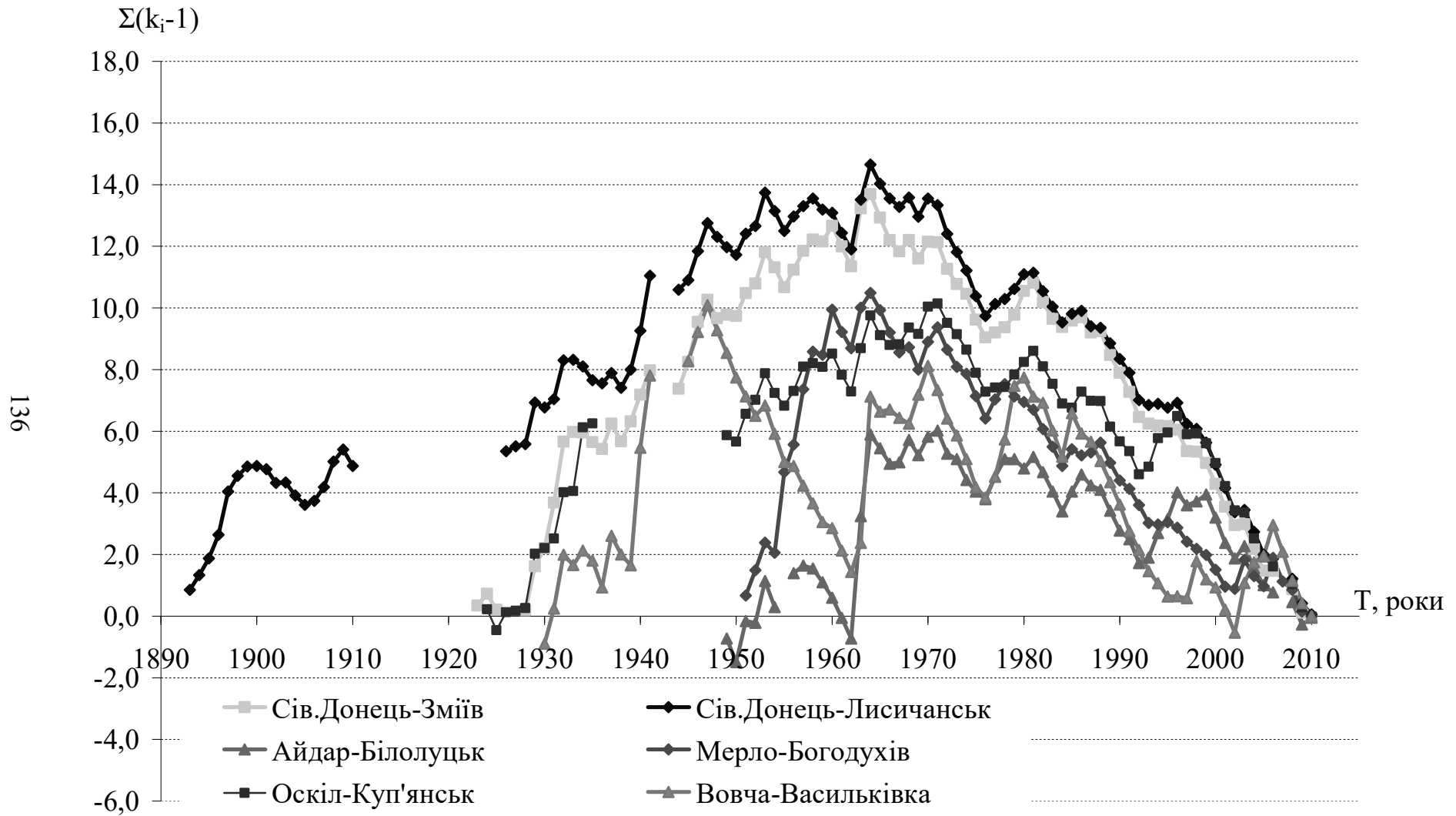


Рис.3.18- Різницеві інтегральні криві шарів стоку весняного водопілля, група 4.

Таблиця 3.5 - Визначення фаз багаторічних коливань шарів стоку весняного водопілля за різницею інтегральними кривими

№ поста	Річка-пост	Період спостережень за максимальними витратами води	Кількість років	Багатоводна фаза	Маловодна фаза
4	Західний Буг-Кам'янка Бузька	1946-2010	65	1963-1970	1971-1995
18	Вижівка-Руда	1946-2010	65	1946-1983	1984-2008
27	Стир-Луцьк	1923-33, 1935-41, 1944-2010	85	1927-1967	1968-1998
37	Случ-Громада	1926-41, 1945-2000	82	1940-1982	1983-2010
39	Случ-Сарни	1924-33, 1941, 1943, 1946-2010	77	1929-1982	1982-2010
45	Уборть-Перга	1954-2010	57	1956-1983: 1962-1971 1976-1983 1999-2000	1984-2010: 1972-1975 1984-1998 2001-2010
53	Тетерів-Житомир	1925-2010	86	1929-1982: 1942-1946 1963-1982 1998-2000	1983-2010: 1947-1962 1983-1995 2001-2010
61	Ірпінь-Мостище	1913-16, 1918, 1919, 1924, 1926-48, 1954-2010	85	1935-(1948)	(1949)-2010
64	Десна-Брянськ	1895-1918, 1920-40, 1944-80	82	1931-1971	1910-1930 1972-1980
67	Десна-Чернігів	1884-2010	127	1895-1947	1948-2010
86	Сейм-Ришкове	1928-40, 1943-80, 1982-86	56	1928-1971	1972-1986
88	Сейм-Мутин	1926-2010	85	1926-1971	1972-2010
118	Рось-Корсунь-Шевченківський	1929-2010	82	1929-1980	1981-2010
124	Золотоношка-Золотоноша	1945-2010	66	1945-1973	1974-2010
125	Сула-Зеленківка	1932-41, 1944-2010	77	1932-1988	1989-2010
131	Удай-Прилуки	1936-41, 1944-2010	73	1967-2007	1939-1966
142	Псел-Суми	1938-41, 1948-2010	67	1939-1971	1972-2010

Кінець табл. 3.5

№ поста	Річка-пост	Період спостережень за максимальними витратами води	Кількість років	Багатоводна фаза	Маловодна фаза
144	Псел-Запсілля	1928-41, 1950-2010	74	1928-1953, 1978-1988	1954-2010, 1954-1977
156	Мерло-Богодухів	1951-2010	60	1951-1964	1965-2010
168	Вовча-Васильківка	1930-41, 1945-2010	78	1931-1947: 1937-1947, 1963-1970	1948-2002: 1948-1962, 1971-1995
180	Інгулець Кривий Ріг	1936-1990	55	1937-1951	1952-1990
181	Інгулець-Могилівка	1926, 1928-44, 1946-88	61	1926-1947	1948-1988
183	Дністер-Самбір	1946-2010	65	1998-2010: 1962-1969 1976-1981 1998-2010	1946-1997: 1954-1961 1970-1975 1982-1997
200	Серет-Чортків	1898-1908, 1910, 1911, 1913, 1923-29, 1940, 1941, 1944-2010	89	1906-1947: 1928-1947	1948-2010 1948-1975
209	Смотрич-Цибулівка	1931-43, 1945-2010	79	1932-1982: 1932-1947, 1965-1982	1983-1995: 1948-1964, 1983-1995
239	Південний Буг-Олександрівка	1914-2010	97	1922-1980	1981-2010
243	Рів-Демидівка	1916-18, 1922-41, 1945-2010	89	1940-1980	1981-2010
251	Велика Вись-Ямпіль	1926-41, 1943, 1945-2010	83	1928-1970	1971-2010
258	Інгул-Кіровоград	1945-2010	61	1945-1970	1971-2010
265	Сіверський Донець-Зміїв	1923-25, 1928-41, 1944-2010	84	1923-1964	1965-2010
270	Сіверський Донець-Лисичанськ	1893-1910, 1926-41, 1944-2010	101	1893-1964	1965-2010
286	Оскіл-Куп'янськ	1924-35, 1948-2010	75	1926-1971	1972-2010
299	Айдар-Білолуцьк	1949-54, 1956-2010	61	1951-1971	1972-2010
319	Берда-Осипенко	1916-18, 1926-30, 1933-40, 1950-54, 1956-72, 1974-2010	75	1916-(1947)	(1948)- 2010

Як добре ілюструють (рис.3.19-3.20), в межах розглядуваної території можна виділити дві групи річок, які мають практично протилежний хронологічний хід досліджуваної величини.

Так, на річках першої групи, яку складають переважно річки лісостепової та степової зон (за винятком р.Дністер – м.Самбір і р.Стир-м.Луцьк) спостерігається тривала багатоводна фаза з 1914-15 по 1965-75рр. і не менш тривала маловодна (з 1966-76 по 2008-2009рр.).

Для річок другої групи, до якої віднесені річки широколистяної зони, картина практично протилежна - з початку спостережень (1895-1925рр.) до 1955-65рр. простежується багаторічна маловодна фаза, а починаючи з 70-х років минулого сторіччя і по наш час, - багатоводна.

Окремо невелику групу складають річки зони мішаних лісів Десна і Сейм, для яких хронологічний хід тривалості весняного водопілля є подібним до першої групи, але зі зсувом на 10-15років, тобто багаторічна фаза спостерігається у період з початку спостережень і до 1945-55рр., а маловодна - з 60-х років минулого сторіччя і до 1999-2001рр., після чого фаза знов у змінюється на багатоводну.

Таким чином, зробити якийсь однозначний висновок відносно впливу змін тривалості водопілля на однорідність рядів стоку важко. Для прикладу на (рис.3.21а) наведені різницеві інтегральні криві для ряду р.Південний Буг-сmt Олександрівка, який виявився неоднорідним як по витратах води, так і по шарах стоку весняного водопілля. Як видно з цього рисунку, хронологічний хід всіх трьох характеристик водопілля синхронний.

З іншого боку, на (рис.3.21б) показаний аналогічний графік для ряду р.Західний Буг – м.Кам'янка-Бузька, який, навпаки, виявився однорідним як по витратах води, так і по шарах стоку весняного водопілля, але хід стокових характеристик тут також синхронний. Отже, судячи з цього синхронність чи асинхронність коливань тривалості водопілля з іншими стоковими характеристиками не є причиною їх неоднорідності [68].

Ще одна досліджувана характеристика - максимальні снігозапаси на початок водопілля. Для аналізу вибрані чотири метеостанції, розташовані в різних природних зонах рівнинної частини України. На (рис.3.22) наводяться різницеві інтегральні криві для цих метеостанцій, які добре ілюструють їх практичну синхронність і наявність одного довготривалого повного циклу з багатоводною фазою у період з 1962-1963 рр. до 1988 р. й з маловодною - з 1989 по 2010 рр.

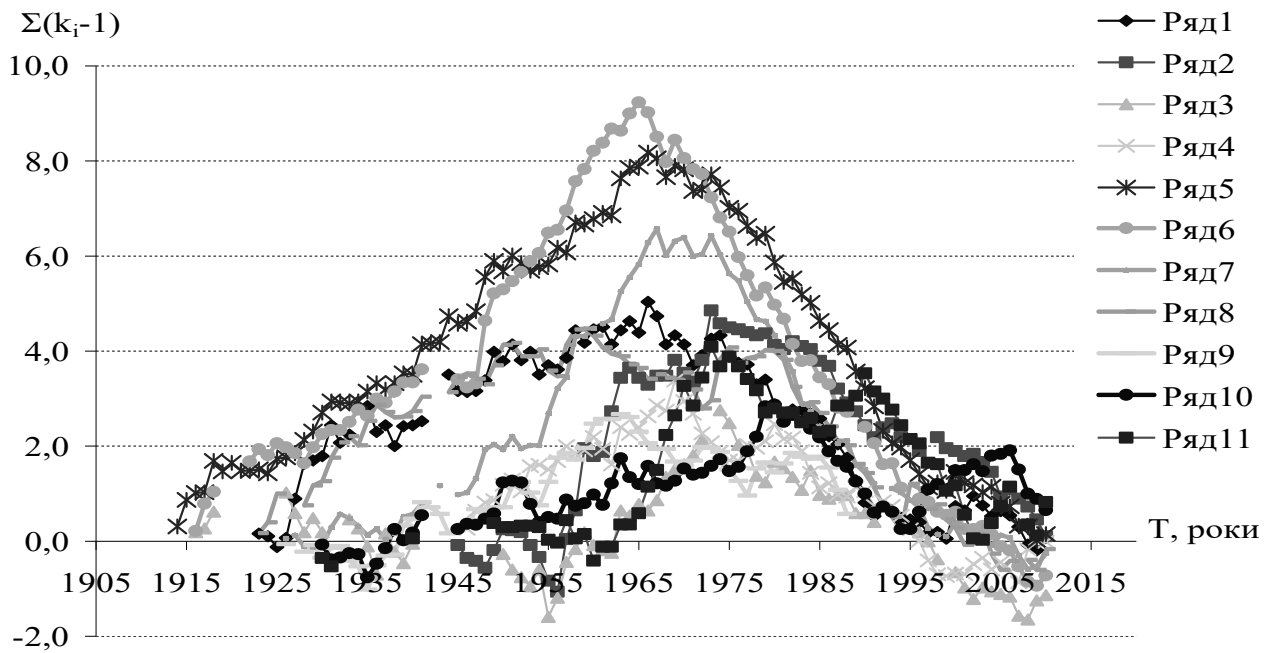


Рис. 3.19 - Різницеві інтегральні криві тривалості весняного водопілля:
 ряд 1- р.Стир-м.Луцьк; ряд 2 - р.Золотоношка-м.Золотоноша; ряд 3 -
 р.Берда – с.Осипенко; ряд 4 - р.Дністер – м.Самбір; ряд 5 - р.Південний
 Буг-с-мт Олександрівка; ряд 6 - р.Рів-с.Демидівка; ряд 7 - р.Велика Вись-
 с.Ямпіль; ряд 8 - р.Сіверський Донець - м.Зміїв; ряд 9 - р. Інгулець-
 с.Могилівка; ряд 10 - р.Вовча-с-мт Васильківка; ряд 11 - р.Кринка -
 с.Новоселівка.

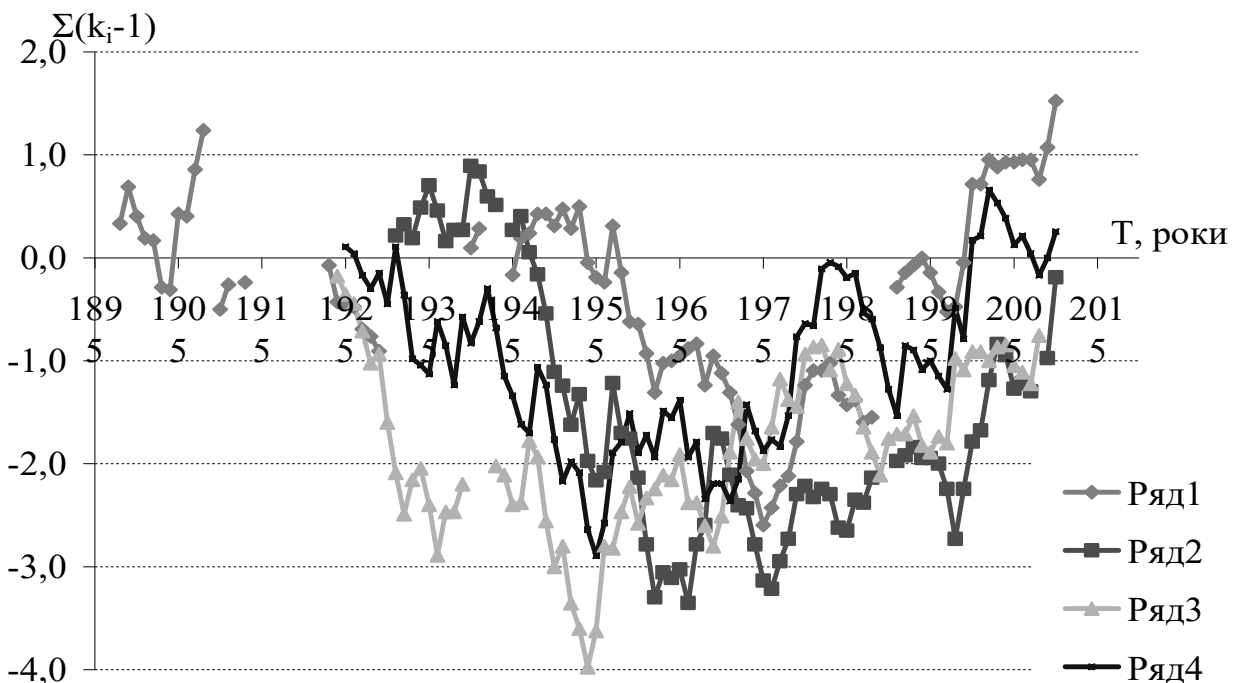


Рис. 3.20 - Різницеві інтегральні криві тривалості весняного водопілля:
 ряд 1- р. Серет – м. Чортків; ряд 2 - р. Смотрич – с. Цибулівка; ряд 3 -
 р. Случ-м.Сарни; ряд 4 - р.Тетерів – м.Житомир

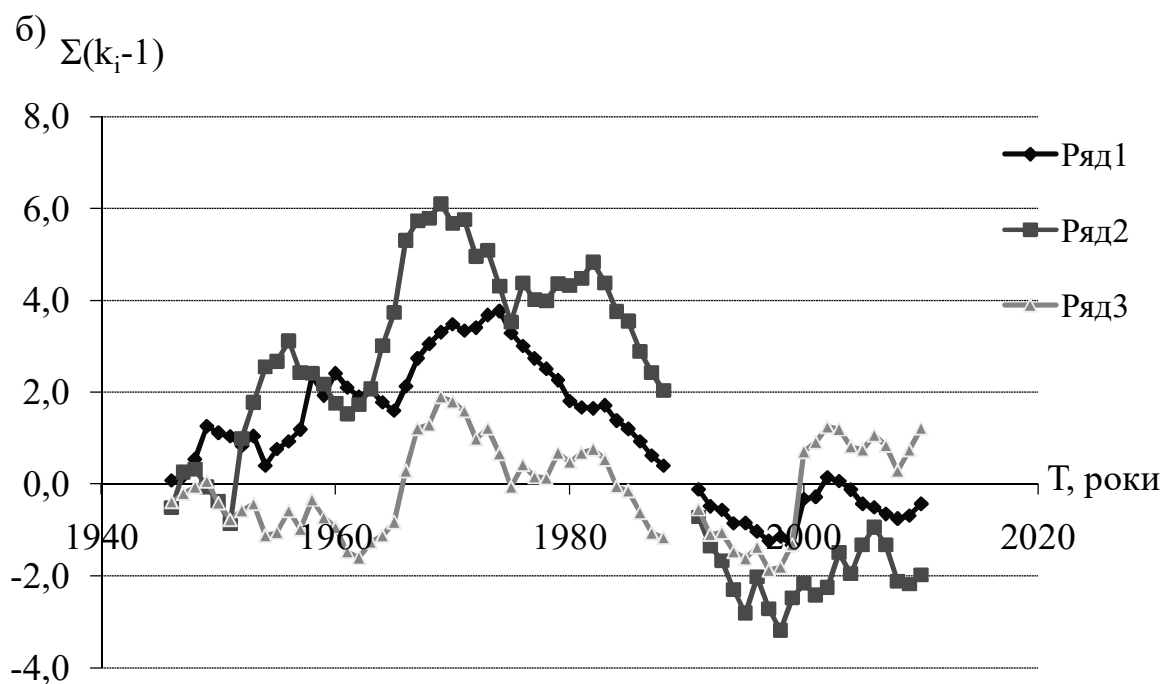
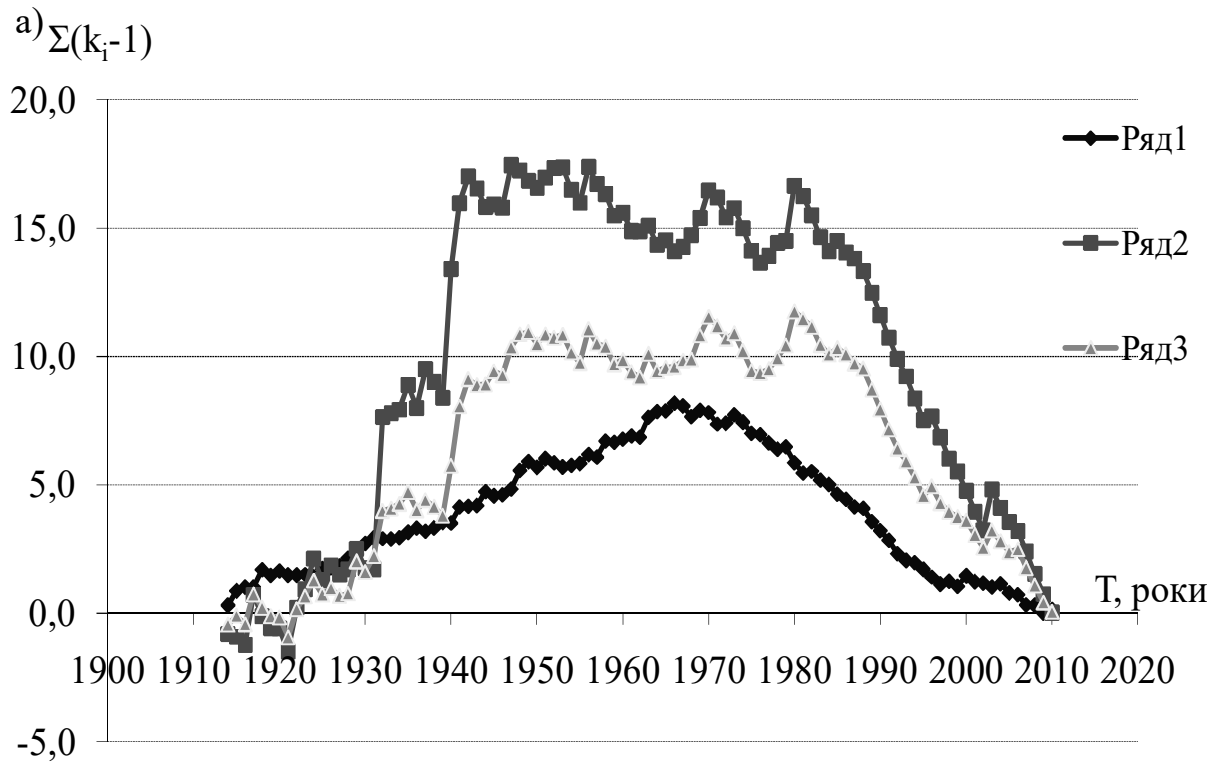


Рис. 3.21 - Різницеві інтегральні криві р.Південний Буг-смт Олександрівка (а) та р.Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька (б): ряд 1 - тривалість весняного водопілля; ряд 2 - максимальні витрати води; ряд 3 - шари стоку весняного водопілля.

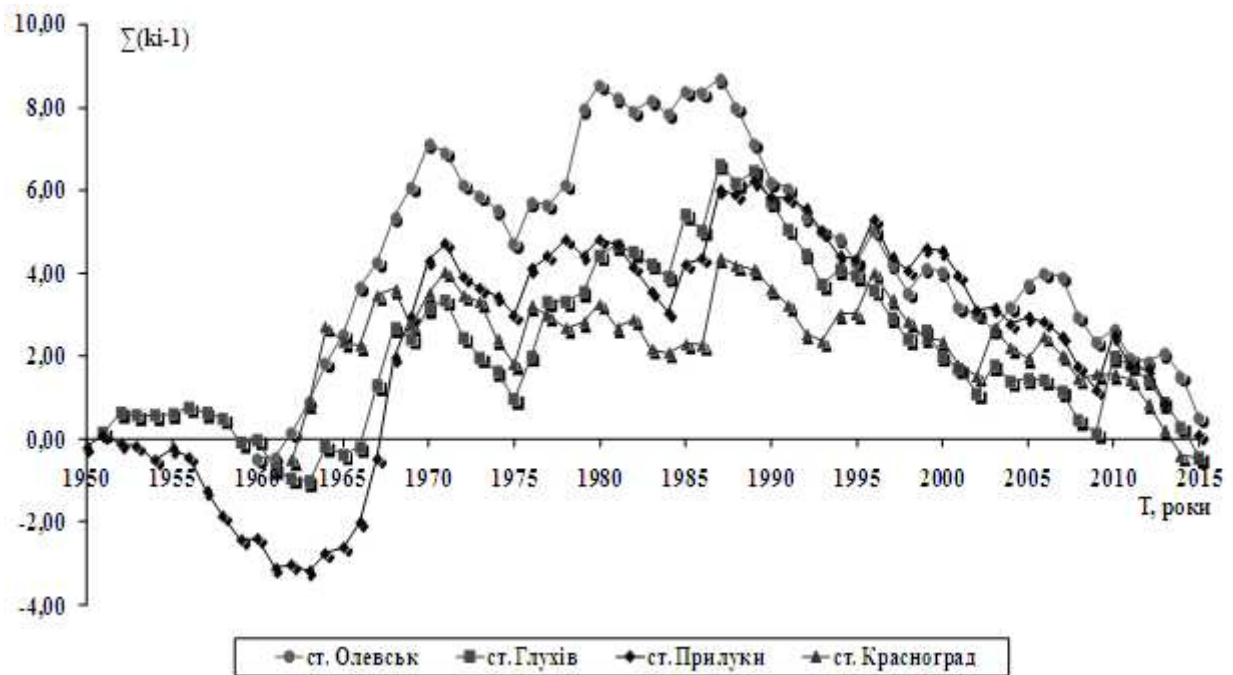


Рис.3.22- Різницеві інтегральні криві максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля.

3.4.1 Районування рівнинної території України за синхронністю коливань характеристик максимального стоку весняного водопілля

Попередній аналіз синхронності коливань різних характеристик максимального стоку в період весняного водопілля показує, що основні з них (витрати води та шари стоку) формуються в окремі групи, отже, виникає питання про можливість районування території за цими характеристиками.

Як було показано вище, можливі різні підходи й методи для вирішення цієї задачі. Окрім згаданих методів факторного і кластерного аналізу, в гідрологічних дослідження також часто для прийняття обґрунтованого рішення про спосіб статистичного узагальнення досліджуваного параметра використовується метод, запропонований С.М. Крицьким і М.Ф. Менкелем, який отримав назву "методу сумісного аналізу даних"[46, 20].

Суть методу зводиться до визначення географічної й випадкової складових загальної просторової дисперсії, якщо випадкова складова перевищує географічну, то можна зробити висновок, що просторовий розподіл досліджуваного параметра в більшій мірі визначається випадковими властивостями поєднаних вибірок і в меншій - зміною фізико-географічних умов формування стоку на території. Автором даного дослідження цей метод було застосовано для районування території Передкарпаття за шарами стоку паводків холодного періоду[47] і Півдня України за характеристиками паводків теплого періоду року[48].

При дослідженнях ієрархічної структури річкових систем, їх гідрографічних і топологічних характеристик [49-51], у співавторстві з Кіндюком Б.В. запропоновано метод районування території Українських Карпат за фоновими показниками річкових басейнів[52]. В якості критеріїв районування території використано такі фонові показники: модифікований коефіцієнт регулюючої здатності χ , гідроморфологічний коефіцієнт γ_Q , запропонований свого часу І.Н. Гарцманом [53;54], а також густоту річкової мережі γ_F .

Однак, наведені приклади відносяться для гірських територій, а також більш рекомендовані для дослідження стоку паводків.

Відносно районування території за характеристиками максимального стоку весняного водопілля, то з використанням факторного аналізу Ж.Р. Шакірзановою виконане районування території басейнів річок Білорусі за ландшафтно-гідрологічними ознаками [55], а за типом дискримінантних рівнянь і прогнозних поліномів - рівнинної території України[56].

Для рівнинної України виділено одинадцять районів (з підрайонами), межі районів проводилися в основному по вододілах річок чи перетинали великий водотік відповідно до об'єднання невеликих басейнів в один район.

Як відмічає Шакірзанова Ж.Р.[56], таке галузево-прикладне районування в цілому збігається з ландшафтно-гідрологічним районуванням території України, виконаним В.В.Гребенем [42], особливо в межах лівобережжя, де умови формування весняного стоку на річках відрізняються більш типовими рисами зимово-весняних процесів.

Тим не менш, отриманий у попередньому розділі розподіл на групи за синхронністю коливань максимальних витрат води весняного водопілля добре узгоджується з результатами Н.С. Лободи, отриманими нею за допомогою факторного аналізу і методу головних компонент для районування території України за синхронністю коливань річного стоку [26]. Виділено два райони: Західний (I) і Східний (II). Район I включає до себе річки Закарпаття, Передкарпаття, басейни рр. Дністер і Прут, Західний Буг, правобережні притоки р. Прип'ять, верхів'я р.Південний Буг (до впадіння р.Рів включно), а також праві притоки р.Дніпро до впадіння р.Рось. До району II відносяться лівобережні та правобережні (починаючи з р.Рось) притоки р. Дніпро, р. Південний Буг (нижче впадіння р.Ров), річки межиріч Дунай-Дністер і Дністер-Південний Буг, водозбори річки Сіверський Донець й водозбори річок Приазов'я.

Таким чином, для остаточного висновку про можливість районування території рівнинної України за циклічністю коливань максимального стоку весняного водопілля прийнято рішення щодо застосування Q -модифікації факторного аналізу, який доступний в програмному продукті STATISTICA[57].

Враховуючи необхідність виконання умови щодо неперервності та однаковості тривалості рядів, вибрано 22 водозбори з площами басейнів

від 431 до 46200 км², які відносно рівномірно розташовані досліджуваною територією і відповідають вищезгаданим умовам. Для аналізу використані нормовані ряди максимальних витрат води, шарів стоку й тривалості весняного водопілля за період з 1946 по 2010рр., розрахунки виконувались з використанням центроїдного методу та методу найбільшої правдоподібності.

Результати аналізу представлені на (рис.3.23-3.25). Як добре ілюструють ці діаграми, у всіх трьох випадках виділяється два райони, а сумарний внесок перших двох факторів у загальну дисперсію становить від 82,2 до 88,0%. Аналізуючи розподіл водозборів на райони, слід відмітити, що по-перше, результати по 3-х характеристиках практично співпадають, тобто до району I відносяться водозбори: 1,2,3,4,5,6,10,11 по витратах води; 1,2,3,4,5,6,7,10,11 по шарах стоку та 1,2,3,4,5,6,7,10 по тривалості весняного водопілля, водозбори 21 і 15 знаходяться на межі районів, але враховуючи їх територіальне розташування, також можуть бути віднесені до району 1. Водозбори 1 і 2 у всіх випадках утворюють окрему групу або підрайон. До району II відповідно відносяться водозбори: 8,9,13,14,16,17,18,19,20,22. Отже отриманий розподіл практично співпадає з даними Н.С.Лободи щодо районування розглядуваної території по синхронності коливань річного стоку.

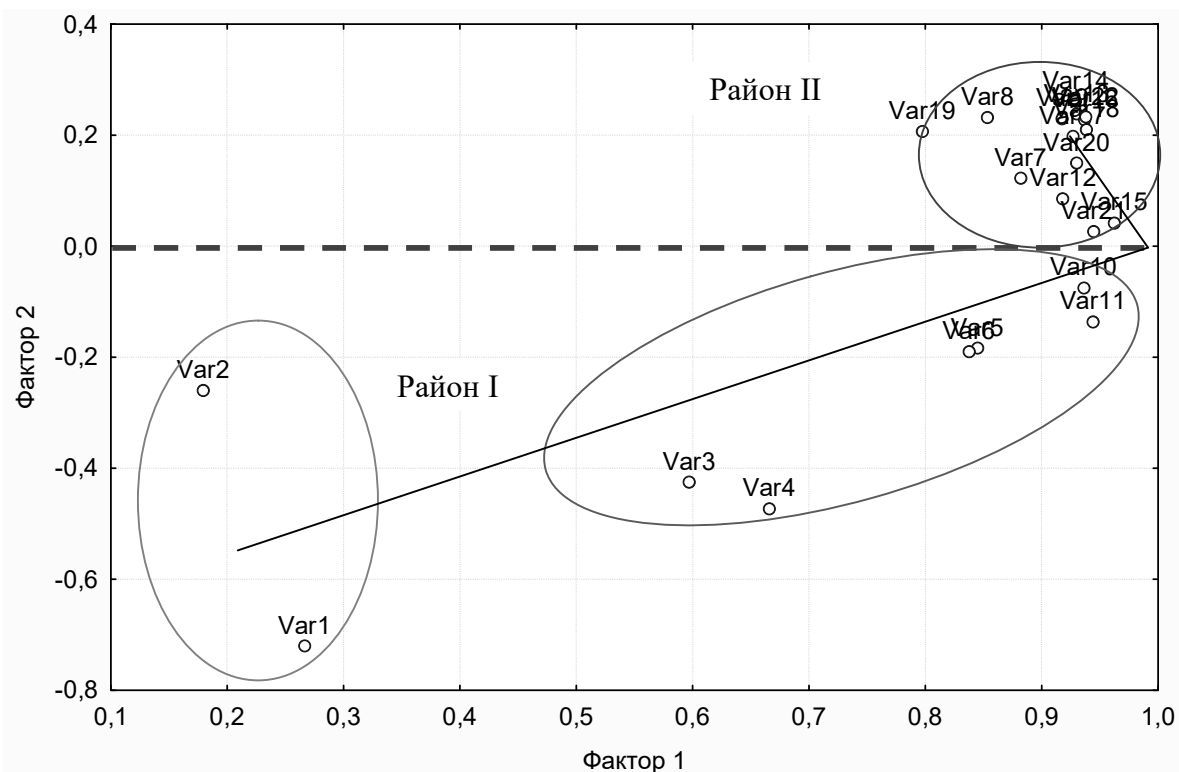
Так до району I, який можна назвати Західним, відносяться річки басейну Західного Бугу, Дністра, верхів'я Південного Буг (до річки Рів, включно, по максимальних витратах, або включаючи також і басейн Великої Висі - по шарах і тривалості весняного водопілля), а також басейн Прип'яті й правобережних приток Дніпра до р. Рось включно.

До другого, Східного району відповідно відносяться лівобережні притоки Дніпра, басейн Сіверського Дінця, річки Приазов'я, нижня частина басейну Південного Бугу та малі річки Причорноморської низовини. Оскільки розподіл на райони, як наочно демонструють діаграми (рис. 3.23-3.25), є доволі чітким, а кут нахилу між центрами угруповань близький до 90⁰, що є підтвердженням низьких значень коефіцієнтів кореляції між стоком водозборів, які входять до різних районів, то коливання максимального стоку весняного водопілля в Західному і Східному районах можна вважати асинхронними.

З урахуванням того, що при аналізі циклічності коливань за різницевами інтегральними кривими було виявлено чотири угруповання по витратах води і шарах стоку, то у подальшому дослідженні була виконана спроба виділення підрайонів в межах отриманих районів.

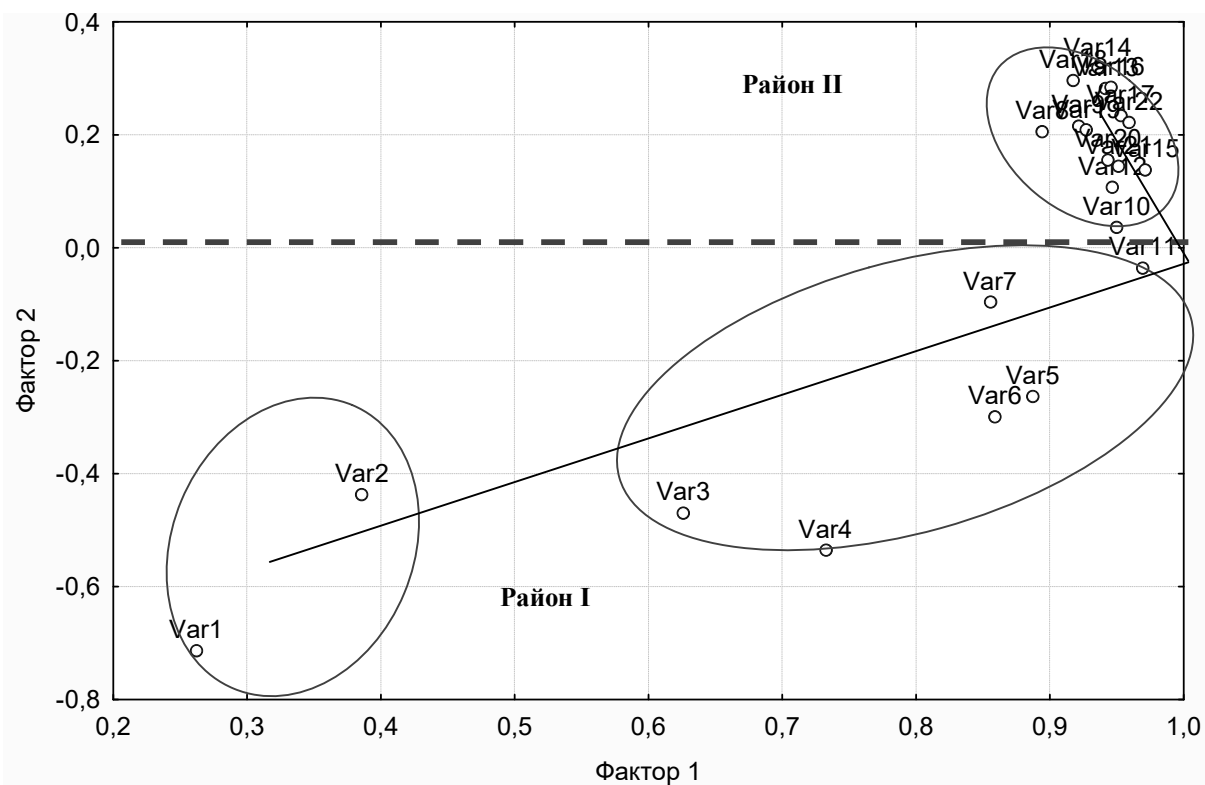
З цією метою був застосований кластерний аналіз за алгоритмом УАІМКА[30]. За результатами застосування УАІМКА стало можливим виділити такі підрайони в районі I :

- окремий кластер формують р.Західний Буг, верхів'я Дністра і Прип'яті до Стохіда включно;



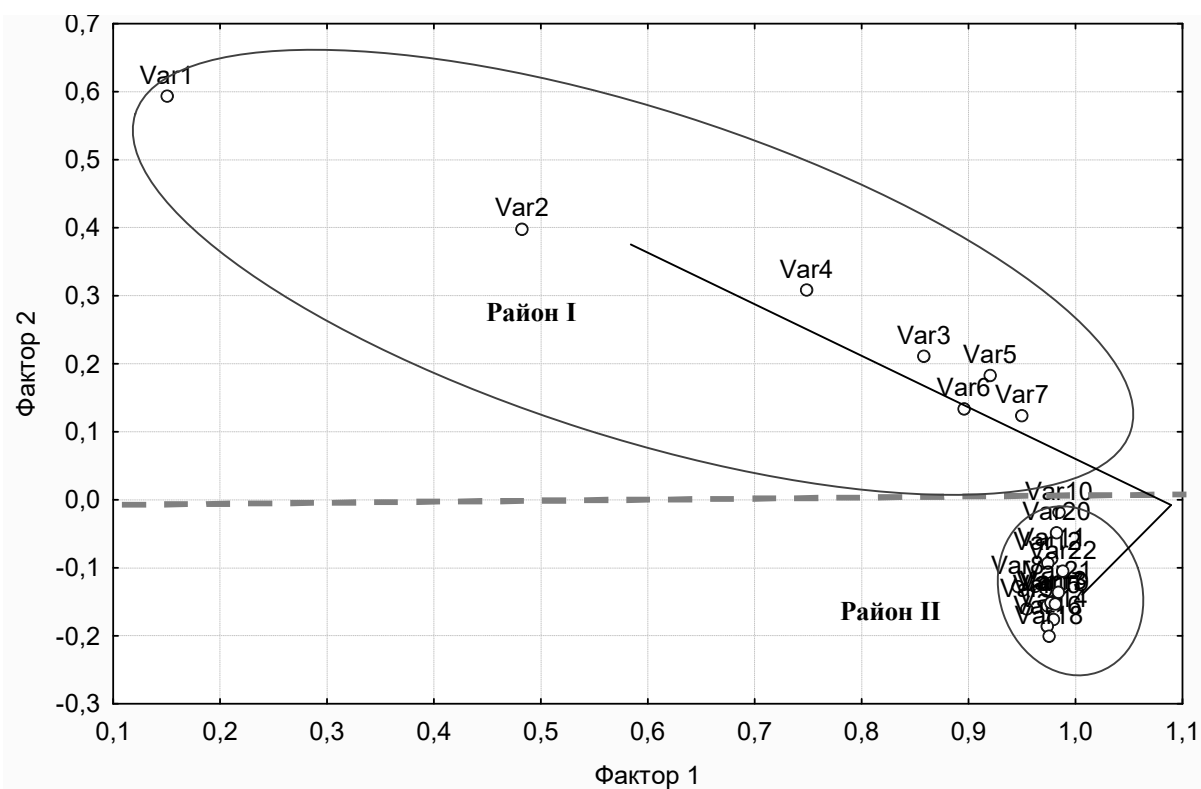
Змінні	Фактор 1	Фактор 2
1.р.Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька, F= 2350 км ² .	0,26646	-0,720369
2. р.Дністер – м. Самбір, F=850 км ² .	0,17940	-0,260006
3 р.Серет – м. Чортків, F=3170 км ²	0,59705	-0,424717
4.р.Смотрич – с. Цибулівка, F=1790 км ²	0,66586	-0,472634
5.р.Південний Буг-сmt Олександрівка. F= 46200 км ²	0,84490	-0,183648
6.р.Рів-с.Демидівка, F=1130 км ²	0,83762	-0,190166
7.р.Велика Вись-с.Ямпіль, F=2820 км ²	0,88183	0,122845
8.р.Сіверський Донець - м.Зміїв, F=16600 км ²	0,85340	0,232175
9. р.Сіверський Донець - м.Лисичанськ, F=52400 км ²	0,91772	0,229650
10.р. Стир-м.Луцьк, F=7200 км ²	0,93615	-0,075040
11.р. Случ-с.Громада, F=2480 км ²	0,94408	-0,135993
12.р. Тетерів-Житомир, F=5270 км ²	0,91827	0,085597
13.р.Сейм-с.Мугин, F= 25600 км ²	0,93016	0,238340
14.р.Десна-м.Чернігів, F=81400 км ²	0,92928	0,261325
15.Рось-м.Корсунь-Шевченківський, F=10300 км ²	0,96231	0,041757
16.р. Сула-с.Зеленківка, F= 427 км ²	0,93710	0,227372
17.р. Золотоношка-м.Золотоноша, F=431 км ²	0,92676	0,198158
18.р. Удай-м.Прилуки, F=1520 км ²	0,93836	0,210322
19. р. Вовча-сmt Васильківка, F=11600 км ²	0,79747	0,206768
20. р.Інгул-м.Кіровоград, F=840 км ² .	0,93001	0,149297
21. р. Уж-м.Коростень, F=1450 км ²	0,94457	0,026544
22.р.Кодима-с.Катеринка, F= 2390 км ²	0,93767	0,232421
Загальна дисперсія/Частка загальної дисперсії	15,822/0,720	1,631/0,102

Рис.3.23 - Результати факторного аналізу (центроїдний метод) по рядах максимальних витрат води весняного водопілля.



Змінні	Фактор 1	Фактор 2
1.р.Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька, F= 2350 км ² .	0,26223	-0,713681
2. р.Дністер – м. Самбір, F=850 км ² .	0,38581	-0,437197
3 р.Серет – м. Чортків, F=3170 км ²	0,62591	-0,469427
4.р.Смотрич – с. Цибулівка, F=1790 км ²	0,73254	-0,535724
5.р.Південний Буг-сmt Олександрівка. F= 46200 км ²	0,88747	-0,263192
6.р.Рів-с.Демидівка, F=1130 км ²	0,85898	-0,299602
7.р.Велика Вись-с.Ямпіль, F=2820 км ²	0,85553	-0,096490
8.р.Сіверський Донець - м.Зміїв, F=16600 км ²	0,89430	0,205853
9. р.Сіверський Донець - м.Лисичанськ, F=52400 км ²	0,92158	0,215855
10.р. Стир-м.Луцьк, F=7200 км ²	0,94986	0,036498
11.р. Случ-с.Громада, F=2480 км ²	0,96960	-0,035681
12.р. Тетерів-Житомир, F=5270 км ²	0,94676	0,107040
13.р.Сейм-с.Мутин, F= 25600 км ²	0,94149	0,282378
14.р.Десна-м.Чернігів, F=81400 км ²	0,93575	0,318912
15.Рось-м.Корсунь-Шевченківський, F=10300 км ²	0,97140	0,138152
16.р. Сула-с.Зеленківка, F= 427 км ²	0,94567	0,283846
17.р. Золотоношка-м.Золотоноша, F=431 км ²	0,95307	0,234272
18.Удай-м.Прилуки, F=1520 км ²	0,91763	0,296813
19. р. Вовча-сmt Васильківка, F=11600 км ²	0,92739	0,208918
20. р.Інгул-м.Кіровоград, F=840 км ² .	0,94323	0,155678
21. р. Уж-м.Коростень, F=1450 км ²	0,95123	0,144376
22.р.Кодима-с.Катеринка, F= 2390 км ²	0,95939	0,222403
Загальна дисперсія/ Частка загальної дисперсії	16,716/0,760	2,04/0,101

Рис.3.24- Результати факторного аналізу (центроїдний метод) по рядах шарів стоку весняного водопілля.



Змінні	Фактор 1	Фактор 2
1.р.Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька, F= 2350 км ² .	0,15027	0,593526
2. р.Дністер – м. Самбір, F=850 км ² .	0,48223	0,397921
3 р.Серет – м. Чортків, F=3170 км ²	0,85820	0,210643
4.р.Смотрич – с. Цибулівка, F=1790 км ²	0,74851	0,308094
5.р.Південний Буг-смт Олександрівка. F= 46200 км ²	0,92031	0,182955
6.р.Рів-с.Демидівка, F=1130 км ²	0,89571	0,133290
7.р.Велика Вись-с.Ямпіль, F=2820 км ²	0,95002	0,123266
8.р.Сіверський Донець - м.Зміїв, F=16600 км ²	0,94618	-0,127742
9. р.Сіверський Донець - м.Лисичанськ, F=52400 км ²	0,95464	-0,160466
10.р. Стир-м.Луцьк, F=7200 км ²	0,98472	-0,018683
11.р. Случ-с.Громада, F=2480 км ²	0,97778	-0,086641
12.р. Тетерів-Житомир, F=5270 км ²	0,97398	-0,093033
13.р.Сейм-с.Мутин, F= 25600 км ²	0,97906	-0,149804
14.р.Десна-м.Чернігів, F=81400 км ²	0,97961	-0,175947
15.Рось-м.Корсунь-Шевченківський, F=10300 км ²	0,97339	-0,156106
16.р. Сула-с.Зеленківка, F= 427 км ²	0,97384	-0,185898
17.р. Золотоношка-м.Золотоноша, F=431 км ²	0,97730	-0,151753
18.Удай-м.Прилуки, F=1520 км ²	0,97542	-0,201051
19. р. Вовча-смт Васильківка, F=11600 км ²	0,98093	-0,153489
20. р.Інгул-м.Кіровоград, F=840 км ² .	0,98251	-0,048773
21. р. Уж-м.Коростень, F=1450 км ²	0,98395	-0,135499
22.р.Кодима-с.Катеринка, F= 2390 км ²	0,98791	-0,104812
Загальна дисперсія/ Частка загальної дисперсії	18,376/0,835	1,00/0,045

Рис.3.25- Результати факторного аналізу (центроїдний метод) по рядах тривалості весняного водопілля

- другий підрайон складається з лівобережних приток Дністра, верхів'їв Південного Бугу, правобережних приток Дніпра і Прип'яті; В районі II розподіл по кластерах виявився не такий однозначний, як у першому, розподіл рядів витрат води, шарів стоку і тривалості водопілля не завжди співпадає, але з урахуванням аналізу різницевих інтегральних кривих вдалося виділити такі підрайони:

- Па - басейн Південного Бугу нижче р.Рів, включно з басейном Росі;
- Пб - басейни Десни і Сейму;
- Пв - річки Середнього Дніпра до р.Самара
- Пг - басейн Сіверського Дінця, басейн р.Самара і річки Приазов'я.

Отже на (рис.3.26) представлений результат районування території, що розглядається за циклічністю коливань максимального стоку весняного водопілля, отриманий в результаті сумісного послідовного використання гідролого-генетичного, факторного та кластерного аналізу. Представлена схема в подальшому може використовуватися для класифікації річок і в розрахункових методиках.

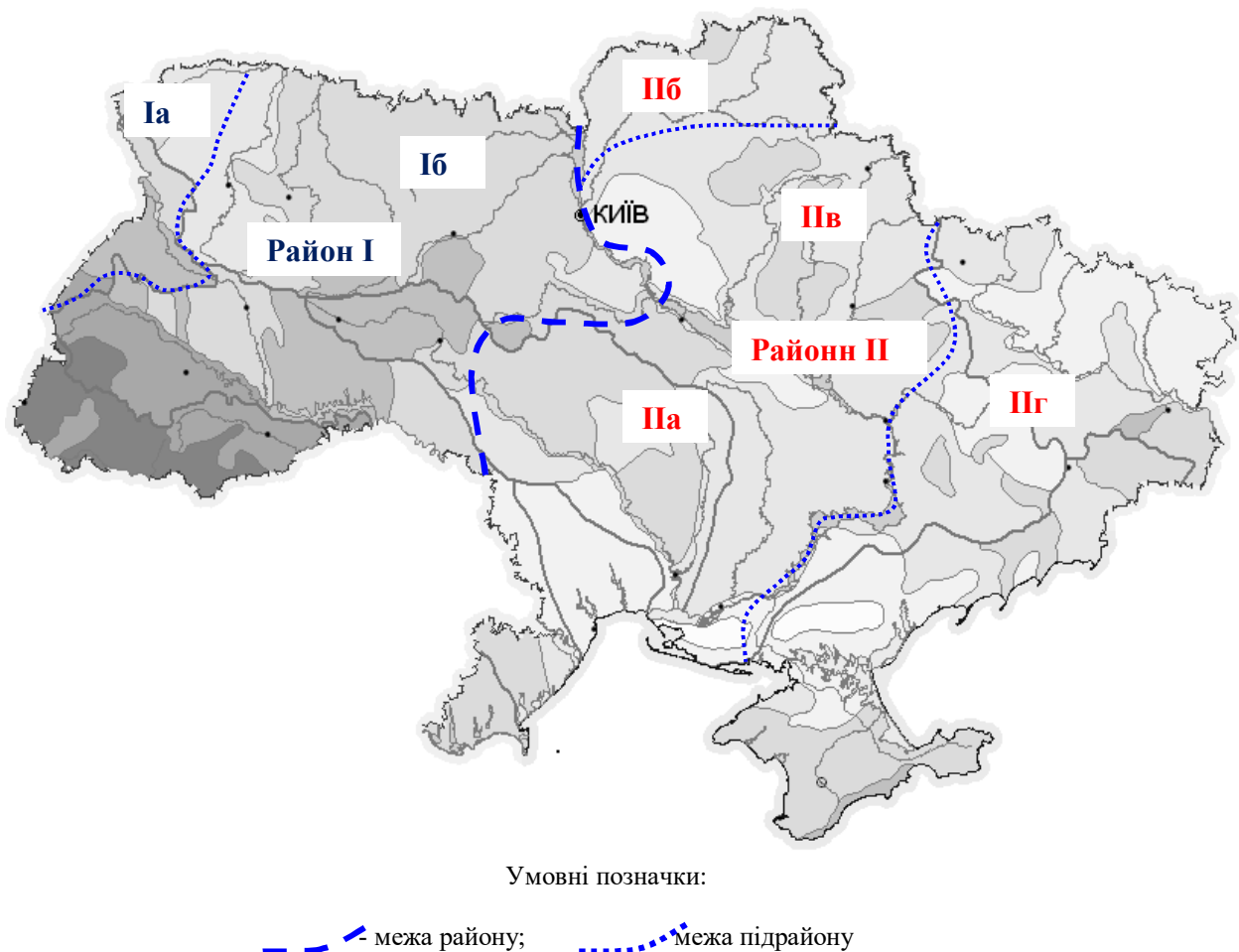


Рис.3.26 - Карто-схема районування території рівнинної України за синхронністю коливань максимального стоку весняного водопілля

Таким чином, проаналізувавши хронологічний хід стокових величин весняного водопілля на території рівнинної України в цілому можна відмітити, що, незважаючи на зачну кількість неоднорідних рядів і розподіл за синхронністю коливань на райони та підрайони, практично всі вони мають повні цикли коливань водності. Ця обставина дозволяє застосовувати надалі статистичні методи для визначення розрахункових параметрів максимального стоку весняної повені.

Висновки відносно наявного тренда в рядах максимального стоку весняного водопілля на річках рівнинної України не можуть бути остаточними, і повинні уточнюватися в міру накопичення нових даних спостережень, оскільки маловоддя, так же як і багатоводдя, можуть складати досить тривалі періоди, і в подальші роки тенденція може бути зворотною.

Безумовно й інше. В оперативних прогностичних методиках багаторічні тенденції у часовій зміні тих чи інших гідрометеорологічних характеристик річок можливо, і навіть, необхідно враховувати. Стосовно врахування трендів, зумовлених наявністю циклічності у часових рядах річного, максимального і мінімального стоку, то це практично реалізувати на даному етапі розвитку надтермінових прогнозів метеорологічних і гідрологічних величин неможливо, оскільки у розрахункових методиках йдеться про характеристики з ймовірністю перевищення один раз на 50-100 років або рідше [58].

Тому, беручи до уваги наявні матеріали спостережень (з періодом до 2010 року) за максимальним стоком весняного водопілля в басейнах рівнинних річок України і враховуючи характер циклічних коливань максимальних витрат води і шарів стоку річок, пропонується статистичну обробку часових рядів здійснювати на сучасних матеріалах. Протягом наступних 20-30 років будуть накопичені нові дані спостережень за гідрологічним режимом річок, після чого необхідно буде повернутись до уточнення тих розрахункових характеристик, які отримані по часових стокових рядах до 2010 року.

3.5 Статистичний аналіз часових стокових рядів весняного водопілля рівнинних річок України

Для статистичного аналізу використані дані по стоку весняного водопілля 340 водозборів з площами від 6,20 км² (лог Райчик - с. Польова Лукашівка) до 88500 км² (р. Десна - с. Літки) і періодами спостережень від 15 (стр. Кам'янка - м. Кам'янка-Бузька, р. Муса - зал.ст. Комрат, р. Кальміус - с. Роздільне) до 127 (р. Десна - м. Чернігів) років.

Статистична обробка виконувалась двома методами: моментів і найбільшої правдоподібності. Результати статистичної обробки часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку наведені у дод. Г.

Аналізувати отримані величини для всієї досліджуваної території, враховуючи різноманітність умов формування стоку весняного водопілля

на ній, доволі важко, тому надалі наведений аналіз по фізико-географічних зонах і по басейнах окремих річок [7,14,59].

3.5.1 Статистичний аналіз часових стокових рядів весняного водопілля рівнинних річок України по фізико-географічних зонах

Максимальні витрати води. Діапазон коливання коефіцієнтів варіації C_v у зоні *мішаних і широколистяних лісів* (63 гідрологічних станції та пости з площами водозборів від 29,5 (р. Головесня - с. Покошичі) до 88500 км² (р. Десна-с.Літки) і періодами спостережень від 15 (стр. Кам'янка - м. Кам'янка-Бузька) до 127 (р. Десна -м. Чернігів) років за методом моментів – від 0,41 (р. Десна - с. Літки,р. Болва - с. Псур) до 1,10 (р. Ревна - с. Залізний міст); відповідно за методом найбільшої правдоподібності, діапазон коливання C_v становить від 0,42 (р. Десна - с. Літки, р. Болва - с. Псур) до 1,18 (р. Ревна -с. Залізний міст).

У *лісостеповій зоні* діапазон коливання коефіцієнта варіації C_v (190 гідрологічних станцій і постів з площами водозборів від 6,20 (улоговина Райчик - с. Польова Лукашівка) до 73200 км² (р. Сіверський Донець - с. Кружилівка) і періодами спостережень від 17 (р. Зубра - с. Димівка) до 102 (р. Сіверський Донець - м. Лисичанськ) років за методом моментів – від 0,49 (р. Снов - с. Щурове) до 2,23 (р. Кодима - с. Катеринка); відповідно за методом найбільшої правдоподібності, діапазон коливання C_v становить від 0,49 (р. Снов - с. Щурове) до 2,35 (р. Кодима - с. Катеринка).

На півдні досліджуваної території, у *степовій зоні*, діапазон коливань коефіцієнтів варіації C_v (87 гідрологічних станцій та постів з площами водозборів від 39,0 (р. Дубовка -с. Старогнатівка) до 19800 км² (р. Самара - с. Кочережки) і періодом спостережень від 15 (р. Муса - зал.ст. Комрат, р. Кальміус - с. Роздольне) до 78 (р. Вовча - смт Васильківка) років) за методом моментів – від 0,59 (р. Деркул - х. Юганів) до 3,13 (р. Самара - с. Коханівка); відповідно за методом найбільшої правдоподібності діапазон коливань C_v становить від 0,60 (р. Деркул - х. Юганів) до 3,44 (р. Самара - с. Коханівка).

Стосовно співвідношення C_s/C_v для рядів максимальних витрат води, то змінення середніх значень цієї характеристики немає певної спрямованості до зростання або зниження від зони до зони. Середні значення співвідношення C_s/C_v становлять: для лісової зони – 1,8; для лісостепової зони – 1,9; для степової – 1,7 (при визначенні їх методом моментів), а при визначенні методом найбільшої правдоподібності - 2,2; 2,4; 2,3 відповідно (табл. 3.5), тобто значення близькі між собою для всіх трьох зон, при цьому найбільша величина співвідношення отримана для лісостепової зони.

Таблиця 3.5 - Середні значення параметрів C_v , C_s і C_s/C_v часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля по зонах

Номер зони	Назва зони	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
		C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Мішаних і широколистяних лісів	0,78	1,41	1,8	0,8	1,77	2,2
2	Лісостепова	0,95	1,87	1,9	0,99	2,46	2,4
3	Степова	1,40	2,37	1,7	1,48	3,67	2,3

Аналіз значень коефіцієнтів варіації C_v по всій території показав, що за методами моментів $C_{v,m}$ і найбільшої правдоподібності $C_{v,\lambda}$ отримані практично однакові значення коефіцієнтів варіації. Ця обставина вельми важлива, оскільки в рівній мірі дозволяє при розрахунках характеристик весняного водопілля рівнинних річок України використовувати як моментні оцінки C_v , так і найбільшої правдоподібності. Розраховані значення коефіцієнтів варіації для максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок України за методами моментів та найбільшої правдоподібності (рис.3.27) знаходяться на лінії рівних значень з розбіжністю у межах 5%.

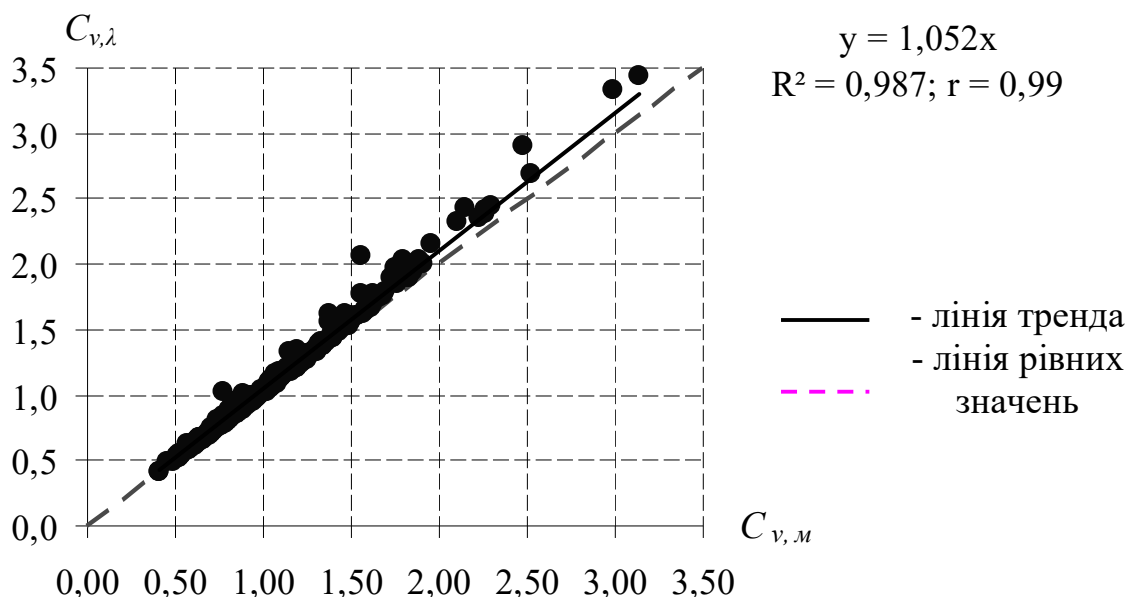


Рис. 3.27 - Порівняння коефіцієнтів варіації, розрахованих за допомогою методів моментів ($C_{v,m}$) та найбільшої правдоподібності ($C_{v,\lambda}$) для максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок України

Тим не менш, оскільки середні значення коефіцієнтів варіації для всіх зон значно більші за 0,5, то відповідно до рекомендацій нормативного документа [9], надалі в розрахунках будуть використані величини, отримані за методом найбільшої правдоподібності, а осереднені значення співвідношень C_s/C_v по зонах становлять :

- Мішаних та широколистяних лісів - 2,0
- Лісостепова - 2,5
- Степова - 2,5.

Шари стоку весняного водопілля. Статистичний аналіз виконувався за тією ж самою схемою, що й максимальних витрат води, тобто були розраховані: середні значення максимальних витрат води \bar{Y}_m , коефіцієнти варіації C_v і асиметрії C_s (або співвідношення C_s/C_v).

Діапазон коливання коефіцієнта варіації C_v у зоні *мішаних лісів і широколистяних лісів* (63 гідрологічні станції та пости з площами водозборів від 29,5 (р. Головесня - с. Покошичі) до 88500 км² (р. Десна - с.Літки) і періодами спостережень від 15 (стр. Кам'янка - м. Кам'янка-Бузька) до 127 років (р. Десна - м. Чернігів) за методом моментів – від 0,29 (р. Десна - с. Літки) до 1,15 (р. Вирка - с. Сварині); за методом найбільшої правдоподібності – від 0,29 (р. Десна - с. Літки) до 1,27 (р. Вирка - с. Сварині). Середнє значення шарів стоку змінюється від 31 (р. Білоус - с. Кошівка) до 108 мм (р. Десна - с. Олександрівка).

Діапазон коливання коефіцієнта варіації C_v у *лісостеповій зоні* (190 гідрологічних станцій та постів з площами водозборів від 6,20 (улоговина Райчик - с. Польова Лукашівка) до 73200 км² (р. Сіверський Донець - с. Кружилівка) і періодами спостережень від 17 (р. Зубра - с. Димівка) до 102 (р. Сіверський Донець - м. Лисичанськ) років за методом моментів – від 0,41 (р. Удай - с. Курінька) до 1,35 (р. Ушиця - с. Зіньків); за методом найбільшої правдоподібності – від 0,42 (р. Удай - с. Курінька) до 1,41 (р.Ушиця - с. Зіньків). Середнє значення шарів стоку змінюється від 8,3 (р.Молокіш - с. Великий Молокіш) до 97 (р. Дністер - с. Стрілки, р. Дністер - м. Самбір) мм.

У *степовій зоні* (87 гідрологічних станцій та постів з площами водозборів від 39,0 (р. Дубовка -с. Старогнатівка) до 19800 км² (р. Самара - с. Кочережки) і періодами спостережень від 15 (р. Муса - зал.ст. Комрат, р. Кальміус -с. Роздольне) до 78 (р. Вовча - смт Васильківка) років) діапазон коливання коефіцієнтів варіації C_v за методом моментів – від 0,55 (р. Кальміус -с. Роздольне) до 1,76 (р. Грузький Єланчик - с. Гусельщикове); за методом найбільшої правдоподібності – від 0,56 (р. Бахмут - м. Артемівськ) до 1,97 (р. Грузький Єланчик - с. Гусельщикове).

Зіставлення коефіцієнтів варіації та асиметрії шарів стоку по зонах також свідчить про зростання середніх значень цих характеристик від лісової зони до степової, тобто з півночі на південь. Так, середнє значення

коефіцієнта варіації C_v для лісової зони становить 0,6, для лісостепової – 0,67, а для степової – 1,0 за методом моментів і, відповідно, за методом найбільшої правдоподібності ці величини становлять 0,61; 0,68 і 1,04 (табл. 3.6).

Таблиця 3.6 - Середні значення параметрів C_v , C_s і C_s/C_v часових рядів шарів стоку весняного водопілля по зонах

Номер зони	Назва зони	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
		C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Мішаних і широколистяних лісів	0,6	1,22	2,0	0,61	1,52	2,4
2	Лісостепова	0,67	1,28	1,9	0,68	1,59	2,2
3	Степова	1,0	1,96	2,0	1,04	2,79	2,6

Як видно з табл. 3.6, часові ряди шарів стоку весняного водопілля характеризуються меншою мінливістю, ніж ряди максимальних витрат води. Середні для зон величини коефіцієнта асиметрії також мають менші значення для шарів стоку. Проте величини співвідношення C_s/C_v для шарів стоку і максимальних витрат води досить близькі між собою, тенденцій до збільшення або зменшення цієї характеристики від зони до зони не спостерігається. При цьому для шарів стоку, на відміну від максимальних витрат води, найменше середнє значення співвідношення визначено для лісостепової зони.

Розраховані коефіцієнти варіації C_v за методами моментів і найбільшої правдоподібності для шарів стоку весняного водопілля рівнинних річок України (рис. 3.28) знаходяться на лінії рівних значень з розбіжністю у межах 4%.

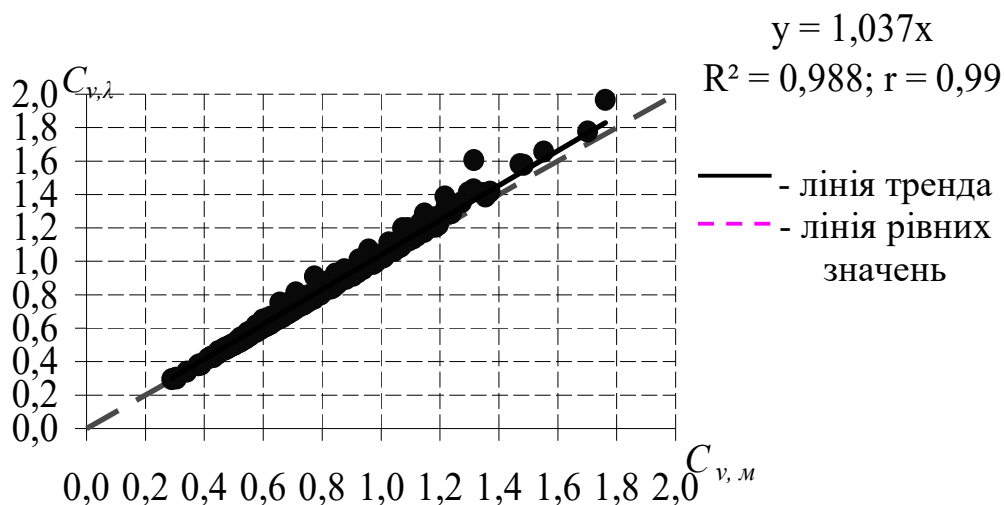


Рис.3.28 - Порівняння коефіцієнтів варіації, отриманих за допомогою методів моментів ($C_{v,\mu}$) та найбільшої правдоподібності ($C_{v,\lambda}$) для шарів стоку весняного водопілля рівнинних річок України

Також, як і у випадку максимальних витрат води, надалі в розрахунках рекомендується використовувати величини, отримані за методом найбільшої правдоподібності, а осереднені значення співвідношень C_s/C_v по зонах становлять:

- Мішаних та широколистяних лісів - 2,5
- Лісостепова - 2,0
- Степова - 2,5.

3.5.2 Статистичний аналіз часових рядів весняного водопілля рівнинних річок України по басейнах крупних річок

Розглядаючи змінення статистичних параметрів часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля по басейнах крупних річок, можна відмітити, що найменшими значеннями коефіцієнтів варіації C_v (як за методом моментів, так і найбільшої правдоподібності) характеризуються часові ряди максимальних витрат води річок басейнів Вісли та Десни, де середні значення C_v становлять 0,72 (0,74 – за методом найбільшої правдоподібності) і 0,73 (0,75) відповідно. Мінімальні величини C_v - 0,41 (0,42 – за методом найбільшої правдоподібності) для басейна Десни і 0,46 (0,48) – для басейна Вісли (табл.3.7). Збільшення коефіцієнтів варіації спостерігається для річок басейнів Прип'яті і Дніпра (від Прип'яті до Десни, а також від впадіння Десни до впадіння Орлі).

Середні значення C_v за методом моментів для цих басейнів - 0,87, 0,90 і 0,92, відповідно (0,89, 0,93 і 0,95 – за методом найбільшої правдоподібності). Дещо вищі за одиницю середні коефіцієнти варіації в басейнах Дністра й Сіверського Дінця (табл. 3.7), а найвищі середні значення C_v отримані для басейнів Південного Бугу, Приазов'я й басейну Дніпра (нижче впадіння Орлі) – 1,29; 1,45; 1,53 за методом моментів і 1,35; 1,55; 1,62 – за методом найбільшої правдоподібності.

Змінення коефіцієнтів асиметрії C_s максимальних витрат води подібне (за невеликим винятком) до змінення коефіцієнтів варіації. Найменше середнє значення C_s за методом моментів - 1,07 (1,33 – за методом найбільшої правдоподібності) отримане для басейна Вісли. Потім відбувається зростання коефіцієнтів варіації в басейні Дніпра (від Прип'яті до Десни), басейні Десни, а також Дніпра (від Десни до Орлі). І найвищі середні значення коефіцієнтів асиметрії (від 2,48 до 2,60 - за методом моментів і від 3,39 до 4,15 - за методом найбільшої правдоподібності) отримані для басейнів Південного Бугу і Тилігулу, Дніпра (від Орлі до гирла) і річок Приазов'я, тобто для басейнів річок південної частини території. Щодо середніх для басейнів значень співвідношення C_s/C_v , то діапазон коливання цієї характеристики невеликий: від 1,44 до 2,05 за методом моментів і від 1,70 до 2,51 – за методом найбільшої правдоподібності.

Таблиця 3.7 - Характерні величини параметрів C_v , C_s і C_s/C_v часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля для басейнів річок рівнинної території України

№	Басейн	Характерні величини	Метод моментів				Метод найбільшої правдоподібності		
			C_v	C_s	$r(1)$	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Вісла	Середн.	0,72	1,07	0,30	1,44	0,74	1,33	1,70
		Мінім.	0,46	0,13		0,30	0,48	0,25	0,50
		Макс.	0,98	2,34		2,40	1,01	3,23	3,20
2	Прип'ять	Середн.	0,87	1,80	0,19	2,05	0,89	2,26	2,48
		Мінім.	0,52	0,87		1,10	0,53	0,92	1,10
		Макс.	1,07	3,55		3,50	1,09	4,89	4,60
3	Басейн Дніпра (від Прип'яті до Десни)	Середн.	0,90	1,50	0,20	1,60	0,93	1,82	1,89
		Мінім.	0,57	0,65		1,00	0,63	0,73	1,10
		Макс.	1,31	2,94		2,60	1,34	3,86	3,20
4	Десна	Середн.	0,73	1,45	0,19	2,00	0,75	1,86	2,44
		Мінім.	0,41	0,51		0,80	0,42	0,55	0,90
		Макс.	1,15	3,04		3,50	1,33	4,87	4,70
5	Басейн Дніпра (нижче Десни до Орілі)	Середн.	0,92	1,65	0,17	1,76	0,95	2,10	2,11
		Мінім.	0,63	0,51		0,70	0,66	0,55	0,70
		Макс.	1,69	5,02		3,70	1,78	8,68	5,30
6	Басейн Дніпра (від впадіння Орілі до гирла)	Середн.	1,53	2,60	0,20	1,62	1,62	4,01	2,22
		Мінім.	0,85	0,53		0,60	0,87	0,60	0,70
		Макс.	3,13	6,98		2,50	3,44	14,73	4,30
7	Дністер та малі річки між Дунаєм та Дністром	Середн.	1,01	1,92	0,13	1,89	1,06	2,67	2,42
		Мінім.	0,53	0,63		0,70	0,53	0,69	0,80
		Макс.	2,10	4,20		3,60	2,32	8,24	4,80
8	Південний Буг і Тилігул	Середн.	1,29	2,50	0,14	1,98	1,35	3,39	2,51
		Мінім.	0,86	1,43		1,20	0,87	1,67	1,40
		Макс.	2,23	4,81		3,40	2,35	7,44	4,70
9	Сіверський Донець	Середн.	1,05	2,06	0,17	1,95	1,09	2,75	2,49
		Мінім.	0,59	0,25		0,40	0,60	0,31	0,50
		Макс.	1,58	3,57		3,80	1,64	5,31	4,90
10	Приазов'я	Середн.	1,45	2,48	0,07	1,67	1,55	4,15	2,46
		Мінім.	0,62	0,67		0,80	0,63	0,70	0,90
		Макс.	2,99	5,99		2,40	3,34	13,34	4,90

Найменші величини також отримані (за двома методами) для басейну Вісли, але закономірності збільшення цієї характеристики (як для C_v і C_s) від басейнів, розташованих на півночі, до південних басейнів - не спостерігається. Так, значення співвідношення C_s/C_v , отримані за методом моментів, дорівнюють близько 1,5 як для річок басейнів Вісли і Дніпра (від Прип'яті до Орлі), так і для річок Приазов'я. Для Десни і Прип'яті (найбільш північних басейнів), а також Південного Бугу і Тилігулу (тобто для півдня території) і решти басейнів C_s/C_v мають значення близьке до 2,0. За методом найбільшої правдоподібності середні значення C_s/C_v дорівнюють приблизно 2,0 для річок басейну Дніпра (від Прип'яті до Десни) і від впадіння Десни до гирла. Для самих же басейнів Прип'яті, Десни, а також для всіх інших басейнів середні значення співвідношення C_s/C_v дуже близькі між собою і дорівнюють приблизно 2,5.

Для часових рядів шарів стоку змінення характеристик C_v і C_s подібне до рядів максимальних витрат води: найменші значення параметра C_v отримані для басейнів Десни і Вісли, а найбільші – для басейнів Південного Бугу, Приазов'я і Дніпра (від впадіння Орлі до гирла). Але самі значення коефіцієнта варіації для шарів стоку значно менші, ніж для максимальних витрат води (табл. 3.8). Так, середні для басейнів Десни і Вісли величини C_v дорівнюють 0,53 і 0,59 (0,55 і 0,60 – за методом найбільшої правдоподібності), відповідно, а для південних басейнів вони коливаються від 0,91 до 1,05 за методом моментів і від 0,93 до 1,09 – за методом найбільшої правдоподібності. Хід змінення характеристики майже повторює хід змінення по басейнах, за винятком басейнів Прип'яті і Дніпра (від Десни до Орлі). Для останнього отримане найменше значення коефіцієнта асиметрії. Самі ж величини цієї характеристики для шарів стоку також менші, ніж для максимальних витрат води і коливаються в межах 1,03-2,05 за методом моментів і 1,21-3,03 – за методом найбільшої правдоподібності.

Стосовно величин співвідношення, то як і для рядів максимальних витрат води, якоїсь закономірності в їх змінні від басейну до басейну не виявлено, а діапазон коливання співвідношення також невеликий: від 1,58 до 2,14 за методом моментів і від 1,81 до 2,73 – за методом найбільшої правдоподібності.

При цьому найменші середні значення даної характеристики за методом моментів відносяться до басейну Дніпра (від Десни до Орлі - 1,58) і від Прип'яті до Десни (1,74), а також басейну Сіверського Дінця (1,77); для решти басейнів значення співвідношення C_s/C_v близькі до 2,0 (1,93 – 2,14). За методом найбільшої правдоподібності найменші значення співвідношення отримані для тих же басейнів, але величини C_s/C_v близькі до 2,0 (1,81 – 2,13), для решти ж басейнів середні значення характеристики приблизно дорівнюють 2,5.

Таблиця 3.8 - Характерні величини параметрів C_v , C_s і C_s/C_v часових рядів шарів стоку весняного водопілля для басейнів річок рівнинної території України

№	Басейн	Характерні величини	Метод моментів				Метод найбільшої правдоподібності			\bar{Y}_m , мм
			C_v	C_s	$r(1)$	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v	
1	Вісла	Середн.	0,59	1,15	0,31	1,99	0,60	1,38	2,31	45
		Мінім.	0,45	0,49		1,00	0,46	0,58	1,20	
		Макс.	0,71	1,68		3,00	0,73	2,29	3,90	
2	Прип'ять	Середн.	0,65	1,43	0,14	2,14	0,66	1,77	2,51	42
		Мінім.	0,48	0,45		0,90	0,48	0,48	0,90	
		Макс.	1,15	5,25		4,60	1,27	8,79	6,90	
3	Басейн Дніпра (від Прип'яті до Десни)	Середн.	0,69	1,23	0,27	1,74	0,71	1,47	2,03	43
		Мінім.	0,47	0,62		1,00	0,47	0,79	1,20	
		Макс.	0,86	2,79		3,50	0,87	3,51	4,20	
4	Десна	Середн.	0,53	1,11	0,21	2,08	0,55	1,41	2,49	69
		Мінім.	0,29	0,12		0,40	0,29	0,18	0,60	
		Макс.	0,89	2,31		3,70	0,94	3,76	4,90	
5	Басейн Дніпра (нижче Десни до Орлі)	Середн.	0,63	1,03	0,26	1,58	0,65	1,21	1,81	37
		Мінім.	0,41	0,06		0,10	0,74	0,13	0,30	
		Макс.	1,06	2,53		2,90	1,08	3,30	3,80	
6	Басейн Дніпра (від впадіння Орлі до гирла)	Середн.	1,05	2,05	0,12	1,97	1,09	2,85	2,57	20
		Мінім.	0,70	0,87		1,00	0,71	0,96	1,10	
		Макс.	1,70	4,20		3,20	1,78	6,73	4,80	
7	Дністер і малі річки між Дунаєм та Дністром	Середн.	0,75	1,58	0,17	2,10	0,77	2,09	2,64	31
		Мінім.	0,47	0,48		0,90	0,48	0,51	1,00	
		Макс.	1,55	3,14		3,40	1,66	5,59	6,00	
8	Південний Буг і Тилігул	Середн.	0,91	1,77	0,18	1,93	0,93	2,22	2,31	24
		Мінім.	0,54	0,69		1,20	0,55	0,75	1,20	
		Макс.	1,37	3,96		3,70	1,42	5,69	5,00	
9	Сіверський Донець	Середн.	0,74	1,36	0,15	1,77	0,76	1,72	2,13	35
		Мінім.	0,53	0,45		0,80	0,53	0,5	0,80	
		Макс.	1,22	2,69		2,90	1,33	5,42	4,10	
10	Приазов'я	Середн.	0,98	1,99	0,11	1,98	1,03	3,03	2,73	22
		Мінім.	0,55	0,59		0,90	0,57	0,61	0,90	
		Макс.	1,76	4,54		3,50	1,97	8,87	5,50	

Якщо зіставити середні для басейнів значення шарів стоку, то тут спостерігається цілком закономірний процес зменшення цієї величини від північних басейнів до басейнів, розташованих на півдні території. Як видно з табл. 3.8, найбільше значення шару стоку (69 мм) в басейні Десни, а найменше (20 мм) – в басейні Дніпра (від Орілі до гирла). На (рис. 3.29) наведене змінення середніх значень шару стоку (в порядку їх убування).

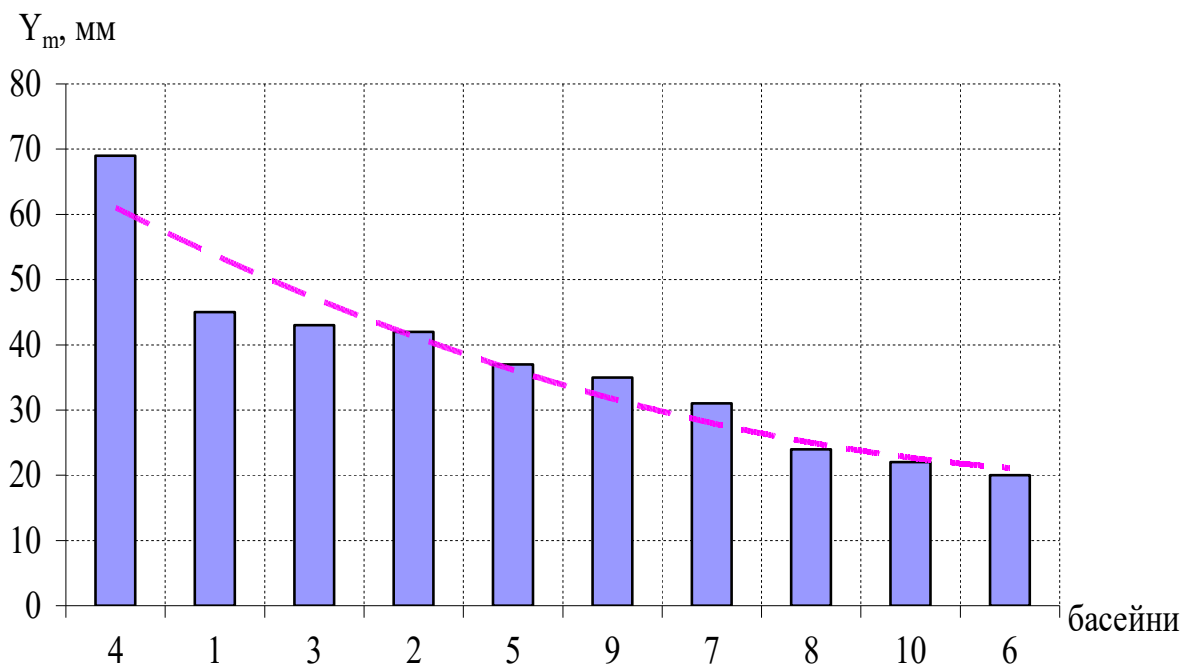


Рис. 3.29 – Змінення середніх значень шарів стоку по басейнах 1-10 – номери басейнів відповідно до табл. 3.8

На основі отриманих параметрів визначені величини максимальних витрат води весняного водопілля для рівнинних річок України опорної забезпеченості ($P=1\%$) при співвідношенні $C_s/C_v = 2,0$ (зона мішаних лісів) і 2,5 (лісостепова та степова зони) і величини шарів стоку опорної забезпеченості ($P=1\%$) при співвідношенні $C_s/C_v = 2,0$ (лісостепова зона) і 2,5 (зони мішаних, широколистяних лісів та степова).

Для максимальних витрат води $Q_{1\%}$ похибка вихідної інформації для рівнинних річок України становить 21,4% .

Для того, щоб перейти від опорної забезпеченості для максимальних витрат води $Q_{1\%}$ до інших, складена допоміжна таблиця перехідних коефіцієнтів $\lambda_p = f(P)$, яка наведена нижче (табл. 3.9).

Таблиця 3.9 - Перехідні коефіцієнти λ_p

λ_p \ P, %	1,0	3,0	5,0	10,0
Зона мішаних та широколистяних лісів	1,0	0,79	0,69	0,55
Лісостепова зона	1,0	0,73	0,62	0,46
Степова зона	1,0	0,67	0,53	0,36

3.6 Максимальні снігозапаси на початок весняного водопілля та їх просторове узагальнення

Для розробки методики розрахунку максимальних витрат води весняного водопілля, окрім максимальних витрат води і шарів стоку, використовуються також дані про максимальні запаси води в сніговому покриві й дощові опади в період проходження весняного водопілля на річках.

В роботі виконана статистична обробка багаторічних рядів сумарних максимальних за зиму запасів води у сніговому покриві S_m в басейнах рівнинних річок України. Як і для стокових характеристик, використовувались два найбільш поширені методи визначення статистичних параметрів – моментів і найбільшої правдоподібності.

До обробки включалися часові ряди по даних 213 метеорологічних станцій і постів розглядуваної рівнинної території України і прилеглих областей (басейни верхньої течії Десни, Сейму, Сіверського Дінця, в межах Росії) з періодами спостережень від 10 років (Колка, Будки, Сокаль) до 51 року (з 1960 по 2010 рр.) в пунктах снігозйомок (маршрути “поле”).

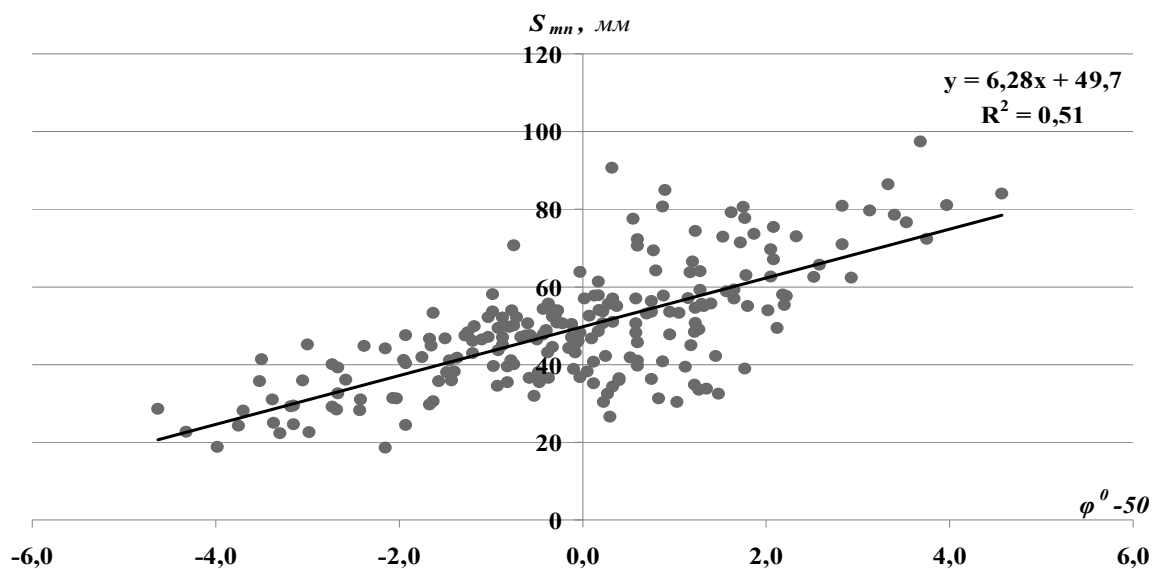
Середньобагаторічні значення максимальних запасів води в сніговому покриві S_m коливаються від 19 мм (Асканія Нова) до 97 мм (Псур, г/п). Значення коефіцієнтів варіації $(C_v)_{S_m}$ за методом моментів коливаються від 0,37 (Псур, г/п) до 1,19 (Губиніха); коефіцієнти асиметрії $(C_s)_{S_m}$ коливаються від 0,20 (Данців) до 4,45 (Маріуполь); співвідношення $(C_s/C_v)_{S_m}$ в середньому дорівнює 1,56.

Значення коефіцієнтів варіації $(C_v)_{S_m}$ за методом найбільшої правдоподібності коливаються від 0,37 (Псур, г/п) до 1,40 (Маріуполь); коефіцієнти асиметрії $(C_s)_{S_m}$ змінюються від -0,03 (Данців) до 8,41 (Маріуполь); співвідношення $(C_s/C_v)_{S_m}$ в середньому дорівнює 1,88.

Подальша задача полягає у просторовому узагальненні величин максимальних снігозапасів. Встановлено залежність середньобаторічних максимальних снігозапасів \bar{S}_{mn} від географічної широти пунктів виміру снігозапасів (рис. 3.30а), які збільшуються при збільшенні широти.

Встановлена також залежність коефіцієнтів варіації $(C_v)_{S_{mn}}$, отриманих за методом найбільшої правдоподібності від географічної широти пунктів виміру снігозапасів (рис.3.30б), які зменшуються при збільшенні широти. На основі залежності $\bar{S}_{mn} = f(\varphi)$ виконане картування середньобаторічних значень максимальних снігозапасів для відкритої місцевості (рис.3.31), яке дає уявлення про просторовий розподіл снігозапасів на поверхні водозборів.

а)



б)

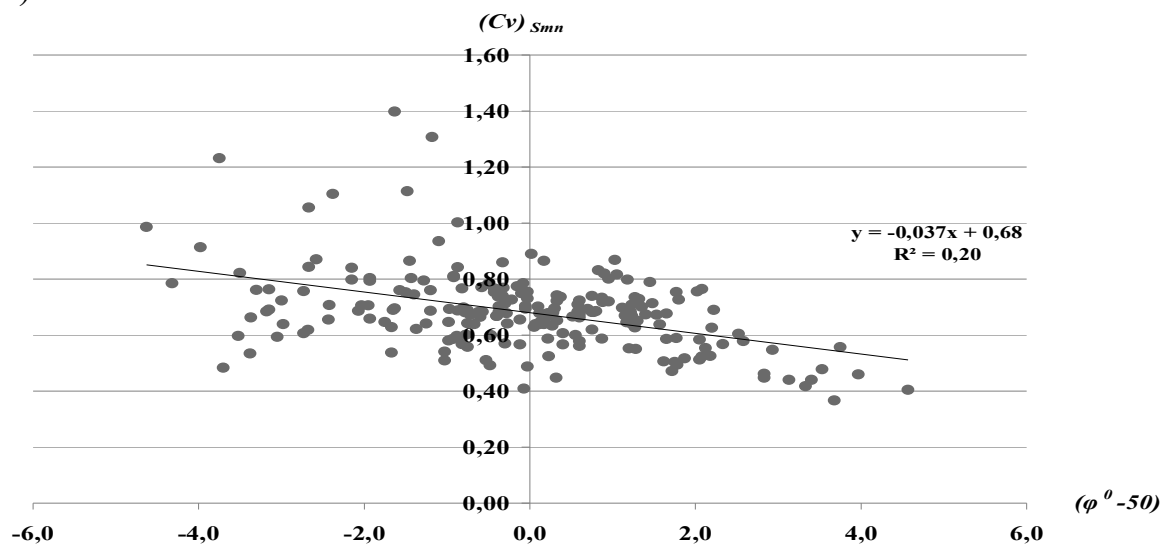


Рис.3.30 – Залежність максимальних снігозапасів \bar{S}_{mn} (а) та їх коефіцієнтів варіації $(C_v)_{S_{mn}}$ (б) від географічної широти пунктів виміру снігозапасів

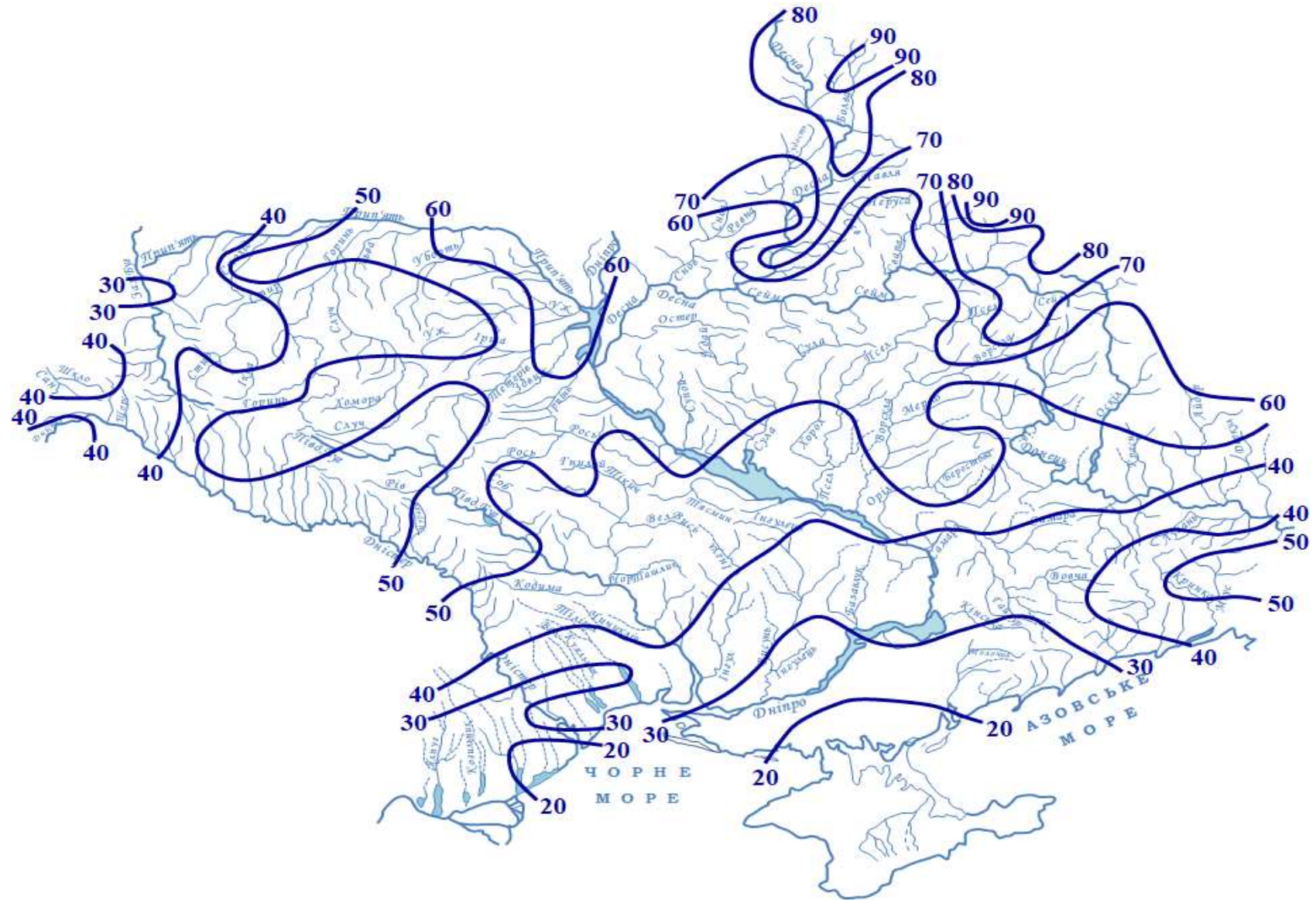


Рис. 3.31 – Розподіл середньобаторічних величин максимальних запасів води в сніговому покриві на початок весняного водопілля по території рівнинної України (відкрита місцевість), мм

Напрямок ізолій на отриманій карта-схемі свідчить про убування снігозапасів в міру зменшення континентальності клімату – з півночі і північного сходу (від 80-90 мм) на захід і південь (до 40-20 мм).

Враховуючи статистично значущу залежність $(C_v)_{S_{mn}}$ від широти пунктів виміру снігозапасів (рис. 3.30б), також як й у випадку з величинами снігозапасів у полі, побудована карта-схема розподілу $(C_v)_{S_{mn}}$ по розглядуваній території (рис. 3.32).

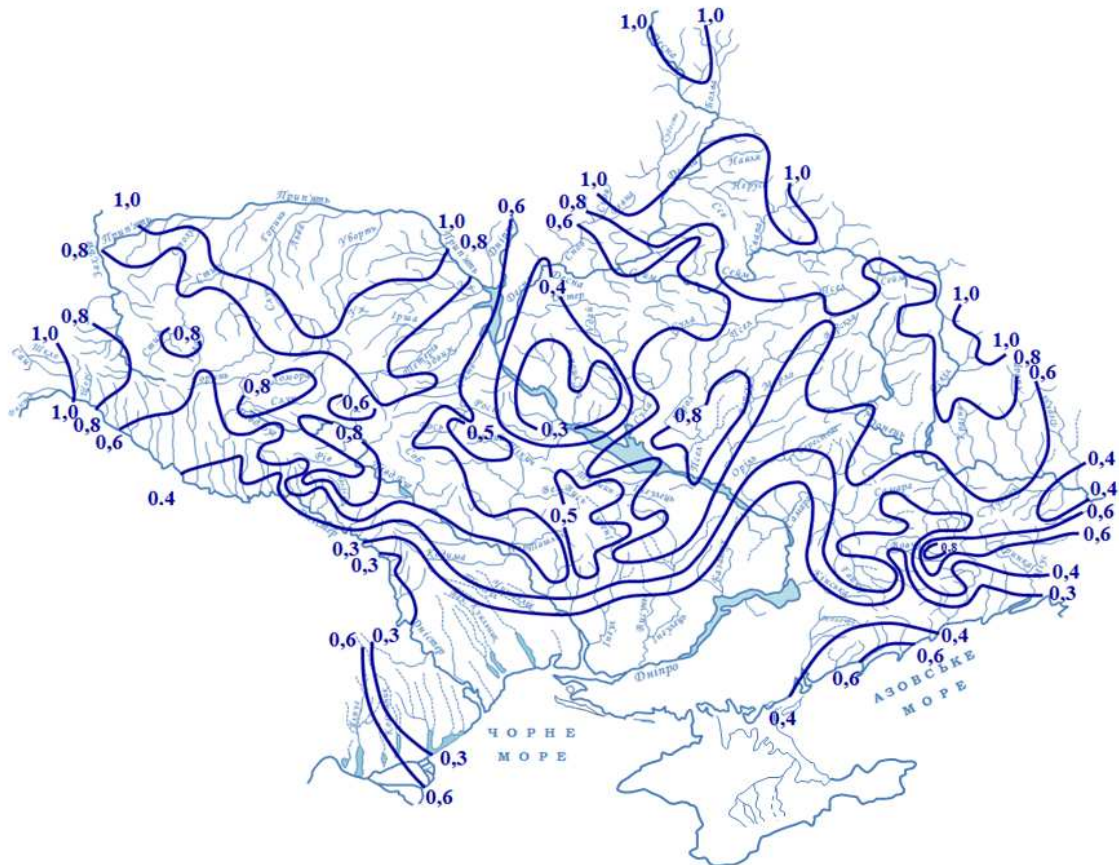


Рис. 3.32 – Розподіл коефіцієнтів варіації максимальних запасів води в сніговому покриві на початок весняного водопілля по території рівнинної України

Як можна бачити з карти, в цілому спостерігається тенденція збільшення коефіцієнтів варіації максимальних снігозапасів у напрямку південної і південно-східної частин території до (1,20-1,40). Невеликі величини $(C_v)_{S_{mn}}$ в межах північно-західного Причорномор'я (на рівні 0,60-0,80) пов'язані взагалі з незначною кількістю снігу в цих районах.

Як було показано в розд.1, на накопичення снігозапасів на початок весняного водопілля суттєво може вплинути тип підстильної поверхні, зокрема залісеність водозборів. Для врахування цього фактора пропонується використовувати рівняння (1.2), отже при розрахунках максимального стоку річок України в період весняного водопілля

снігозапаси на басейні повинні визначатися як середньозважене значення, тобто

$$S_{m_{\text{сзв}}} = S_{m_n} (1 + 0,21f_l),$$

де S_{m_n} - значення максимальних снігозапасів в полі(відкрита місцевість), які знімаються з карти (рис.3.31), f_l - відносна залісенність (в частках від одиниці).

Що стосується коефіцієнтів асиметрії $(C_s)_{S_{mn}}$, то вони нормовані по їх співвідношенню до коефіцієнтів $(C_v)_{S_{mn}}$ та осереднені в межах природних зон, а саме:

- мішаних та широколистяних лісів - $C_s/C_v=1,5$;
- лісостепова - $C_s/C_v=2,0$;
- степова - $C_s/C_v=3,0$.

3.7 Сумарне надходження води на водозбір в період весняного водопілля

Снігозапаси в період весняного водопілля становлять тільки частину загального надходження води на водозбір. З балансової точки зору, необхідно врахувати не тільки S_m , але й додаткові опади, які випадають від дати S_m і до закінчення водопілля, тобто

$$P_S = S_m + \sum x, \quad (3.18)$$

де P_S – величина сумарного надходження води на водозбір.

Взагалі, при розрахунках максимального стоку немає особливої необхідності в розподіленні талих і дощових вод, оскільки, стік від опадів що випали в період танення снігового покриву, значно не відрізняється від умов стоку талих вод. А ті, що надходять на спаді водопілля, можуть враховуватись інтегрально через розрахунковий коефіцієнт стоку η .

За даними Т.Т. Макарової [60], на великих річках басейну Дніпра опади 20-30 мм за декаду не призводять до підняття рівня, навіть якщо вони тривали безперервно протягом 2-3 місяців. На відсутність підвищеного стоку, коли в попередні 5-7 днів не було дощів, звертає увагу також Є.С.Змійова [60].

За даними В.В.Салазанова [61], норма опадів за час танення снігового покриву в басейні Верхнього Дніпра коливається від 21 до 27 мм, до того ж більші її величини відносяться до водозборів, розташованих у північно-східній, нагірній, частині території. За кінець сніготанення брались дати звільнення полів від снігу на 70%. Ним же побудована карта норми запасів води у сніговому покриві до початку

танення, складена з нормою опадів за час сніготанення, яка взагалі повторює карту \bar{S}_m . Діапазон змін $(\bar{S}_m + \bar{X})$ знаходиться в інтервалі 188 – 89 мм.

Таким чином, в розрахунковій схемі виникає необхідність визначення кількості опадів за час водопілля з урахуванням розмірів водозборів, які характеризують тривалість водопілля T_n . Мова йде про те, що в одних і тих же географічних умовах опади за час водопілля будуть різними навіть на сусідніх, але різних за розмірами водозборах.

Спираючись на середнє багаторічне значення тривалості водопілля \bar{T}_n , для річок розглядуваної території побудована залежність $\bar{T}_n = f[Lg(F + 1)]$, яка представлена на (рис.3.33). Зі зростанням площі водозборів відповідно збільшується і \bar{T}_n . Відбувається це завдяки тривалості руслового добігання і русло-заплавному регулюванню, ефект яких збільшується в міру наростання F . Далі, за даними розташованих на досліджуваній території метеостанцій, побудовані залежності $\Sigma \bar{X} = f(\bar{T}_n)$.

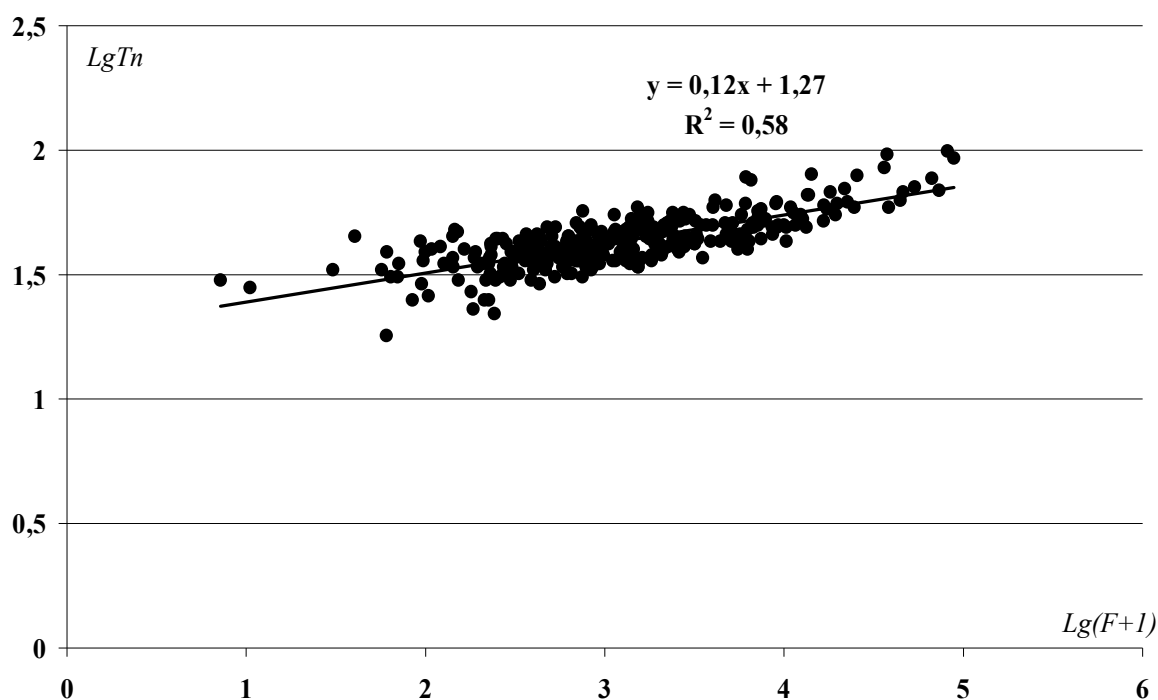


Рис. 3.33 - Залежність тривалості весняного водопілля від площі водозборів рівнинних річок України.

На основі цих залежностей визначений коефіцієнт $k_T = \Sigma \bar{X} / f(\bar{T}_n)$, який для досліджуваної території узагальнений в залежності від широтного положення метеостанцій, по яких використовувались дані по опадах (рис.3.34). Очевидно, що обидві залежності досить добре виражені (з коефіцієнтами кореляції 0,76 і 0,67 відповідно).

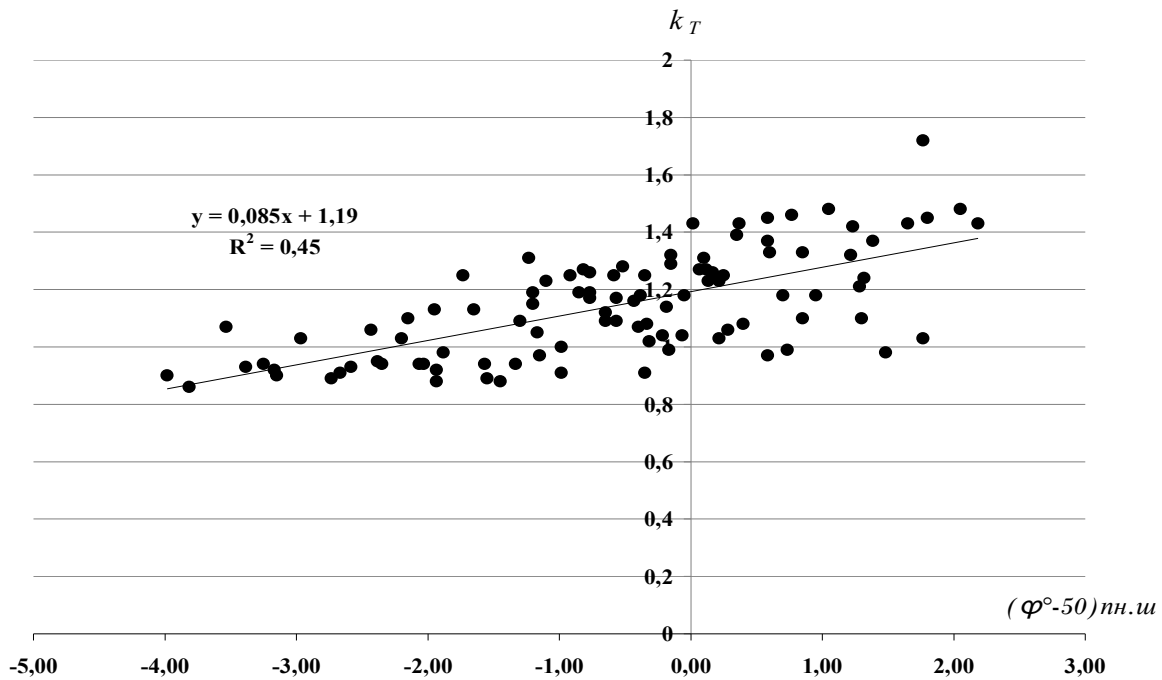


Рис. 3.34 - Залежність відношення $\Sigma \bar{X} / \bar{T}_n$ від широти геометричних центрів водозборів (рівнинні річки України).

Отже, це дозволяє достатньо надійно обґрунтувати розрахункове рівняння для \bar{X} :

$$\bar{X} = k_T (F + 1)^{0,12}, \quad (3.19)$$

де $k_T = 1,19 + 0,085(\varphi^0 - 50)$;

φ - широта геометричних центрів водозборів.

3.8 Коефіцієнт стоку весняного водопілля

Коефіцієнт стоку η являє собою відношення шарів стоку за водопілля Y_m до величин водовіддачі $(S_m + \Sigma x)$, тобто

$$\eta = Y_m / (S_m + \Sigma x). \quad (3.20)$$

Оскільки в цьому дослідженні розглядаються водопілля рідкісної ймовірності перевищення ($P = 1\%$), то фактично $\eta = \eta_{1\%}$, причому в цьому випадку

$$\eta = Y_{1\%} / (S_m + \Sigma x)_{1\%}. \quad (3.21)$$

Обчислені коефіцієнти стоку η змінюються від 0,98 (р.Дністер – с. Стрілки, $F=384 \text{ км}^2$) до 0,11 (Вовча-сміт Покровське, $F=7150 \text{ км}^2$, Кам'янка - смт Кам'янка, $F=387 \text{ км}^2$).

Подальша задача полягала у тому, щоб узагальнити отримані значення η за територією. Спочатку було побудовано залежність η від широти геометричних центрів водозборів, яка показана на (рис. 3.35).

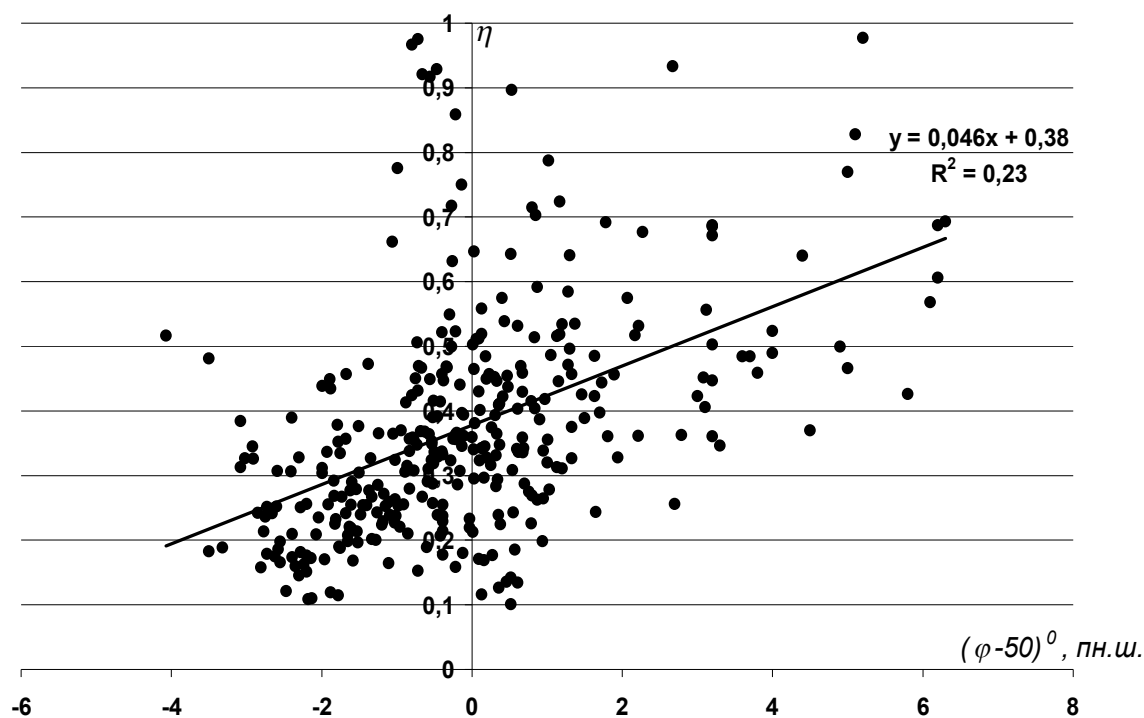


Рис. 3.35 – Залежність коефіцієнтів стоку від широти геометричних центрів водозборів річок рівнинної України

Залежність коефіцієнтів стоку від широти геометричних центрів водозборів характеризується значущим коефіцієнтом кореляції ($r = 0,48$). Однак існує ще один фактор, який може вплинути на коефіцієнт стоку η , як показано в роботах [8, 50], - це площа водозборів. Як видно з (рис. 3.36), коефіцієнт стоку зменшується в міру зростання площ водозборів.

Наявність залежностей між коефіцієнтами стоку і широтним положенням водозборів, з одного боку, та площею водозборів, з іншого, потребує більш поглибленого дослідження виявлених закономірностей. Перш за все, вихідні дані по коефіцієнтах стоку η слід привести до однієї широти, використовуючи для цього рівняння

$$\eta = 0,046(\varphi - 50)^0 + \eta_{\varphi=50}, \quad (3.22)$$

де $(\varphi - 50)^0$ півн.ш. - умовна широта, до якої приводяться коефіцієнти стоку; $\eta_{\varphi=50}$ - коефіцієнти стоку, приведені до $\varphi = 50^0$ півн.ш.

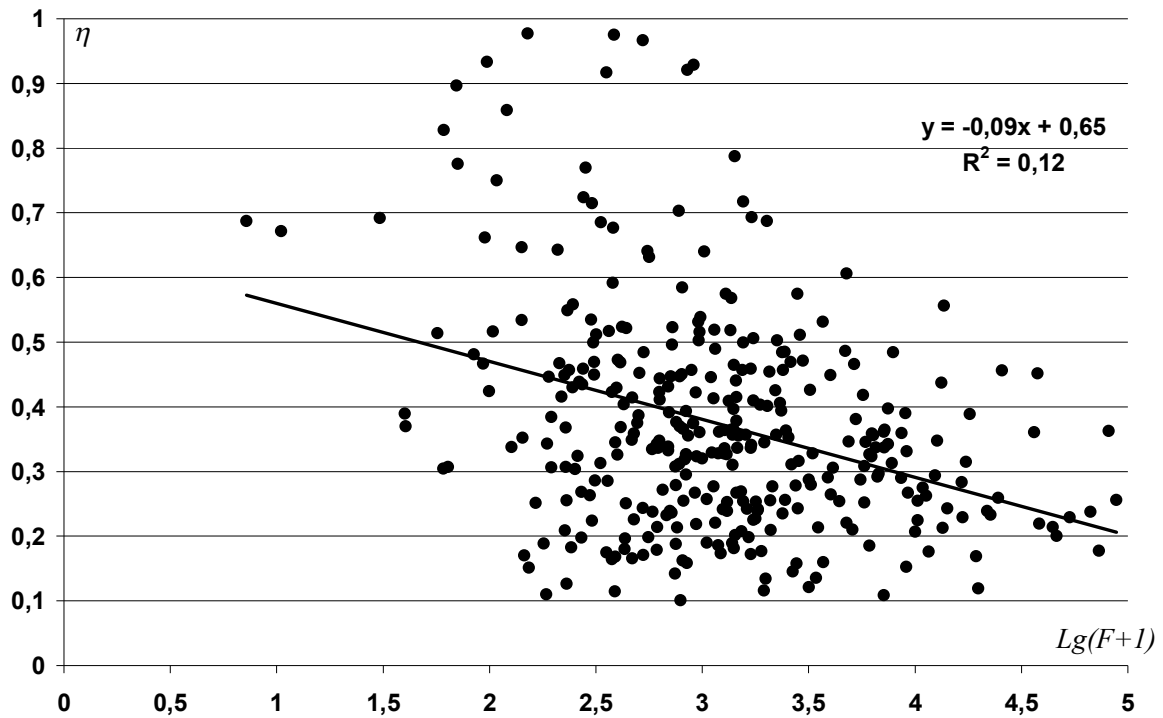


Рис. 3.36 - Залежність коефіцієнтів стоку весняного водопілля від площі водозборів річок рівнинної України

Приведені величини коефіцієнтів стоку $\eta_{\varphi=50}$ визначаються з (3.22)

$$\eta_{\varphi=50} = \eta - 0,046(\varphi - 50)^0. \quad (3.23)$$

Розрахункові значення $\eta_{\varphi=50}$ змінюються в межах від 0,08 до 1,0. У подальшому будується залежність $\eta_{\varphi=50} = f[\lg(F + 1)]$. Вона представлена на (рис.3.36), який свідчить про зменшення приведених до $\varphi = 50^0$ півн.ш коефіцієнтів стоку зі збільшенням водозбірних площ. Описується встановлена закономірність рівнянням

$$\eta_{\varphi=50} = 0,69 - 0,10 \lg(F + 1); \quad r = 0,45. \quad (3.24)$$

Коефіцієнт редукції $\eta_{\varphi=50}$ в залежності від розміру водозборів k_{η} , виходячи з (3.24), буде дорівнювати

$$k_{\eta} = 1 - 0,145 \lg(F + 1). \quad (3.25)$$

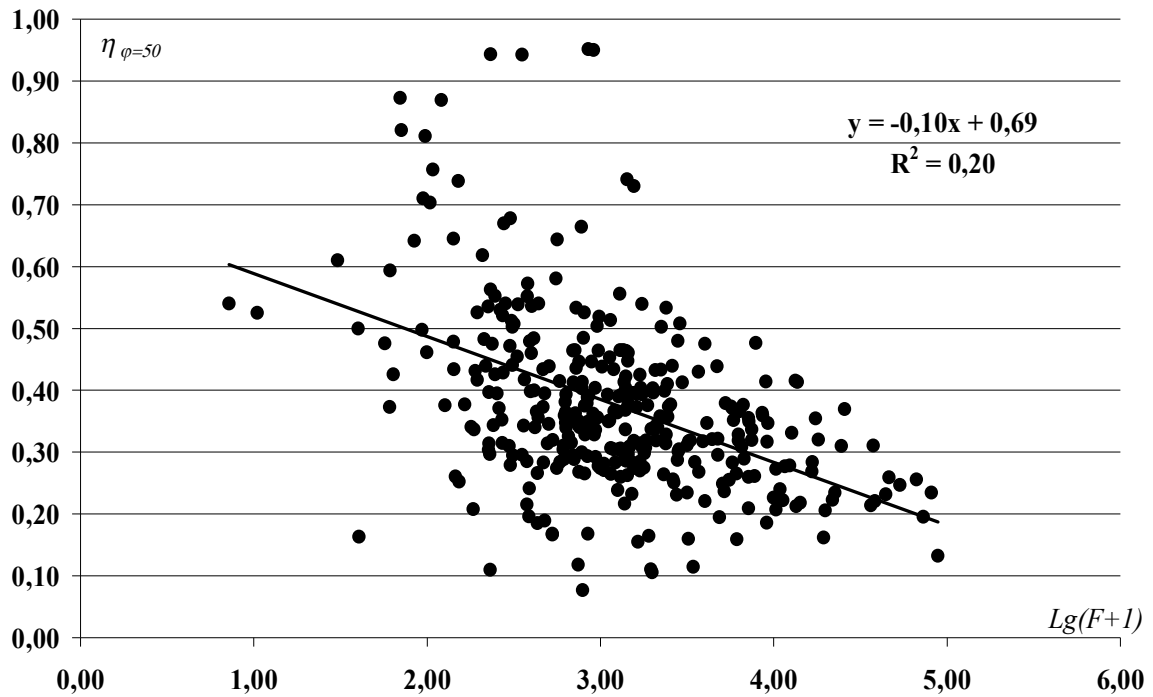


Рис. 3.37 - Залежність $\eta_{\varphi=50}$ від площі водозборів річок рівнинної України

Таким чином, за допомогою (3.25) усі вихідні дані можна привести до $F = 0$, що відповідає фізично коефіцієнтам стокоутворення для періоду весняного водопілля, тобто

$$\eta_0 = \eta / k_\eta, \quad (3.26)$$

де η_0 - коефіцієнт стокоутворення для кожного водозбору;

k_η - коефіцієнт впливу розміру водозборів на втрати стоку весняного водопілля.

Встановлені на базі (3.26) коефіцієнти стокоутворення змінюються від 0.16 до 1.0. Граничні величини $\eta_0 = 1,0$ брались у всіх випадках, коли за розрахунками по (3.26) вони перевищували фізичні значення ($\eta_0 = 1,0$). Наявність розрахункових коефіцієнтів стокоутворення $\eta_0 > 1,0$ слід віднести на якість вихідної інформації по стоку весняного водопілля і снігозапасах (плюс опади за період водопілля).

З метою просторового узагальнення коефіцієнтів стокоутворення η_0 спочатку побудована залежність $\eta_0 = f(\varphi - 50)^0$ (рис.3.38). Після виключення впливу площі водозборів на η , якість залежності дещо покращилась ($r = 0,60$) у порівнянні з попередньою, наведеною на (рис. 3.36) ($r = 0,48$).

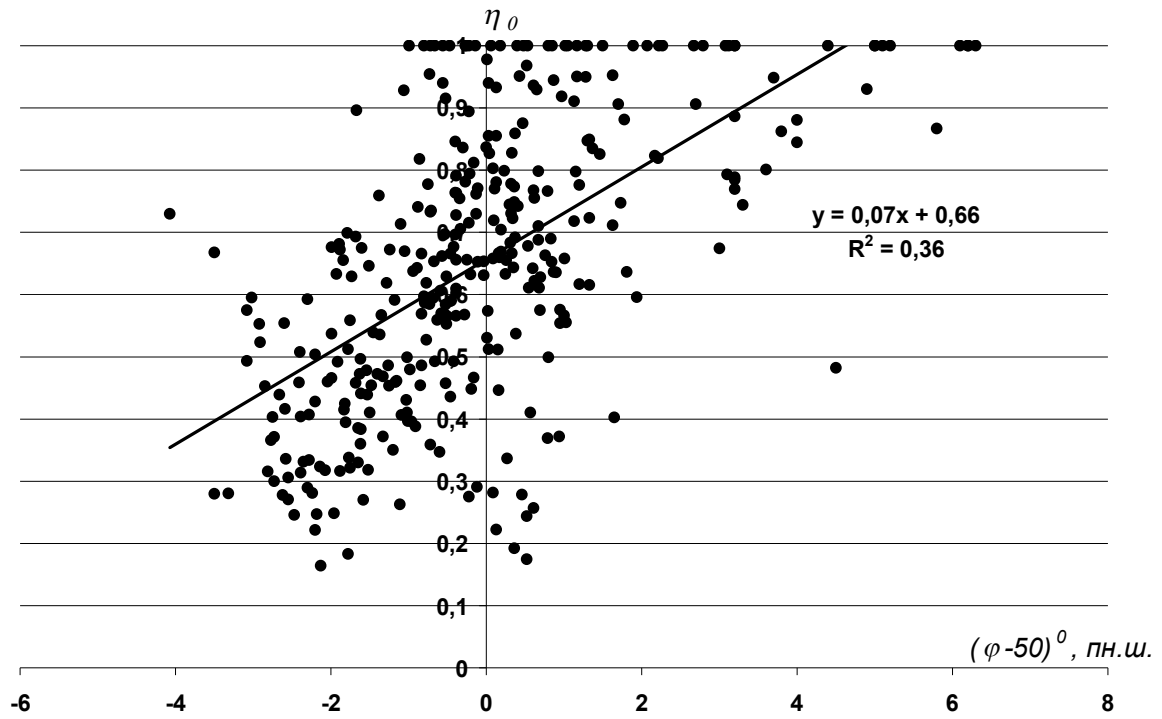


Рис. 3.38 – Залежність коефіцієнтів стокоутворення від широти геометричних центрів водозборів річок рівнинної України.

В результаті було здійснено картування коефіцієнтів стокоутворення на рівнинних річках України (рис. 3.39).

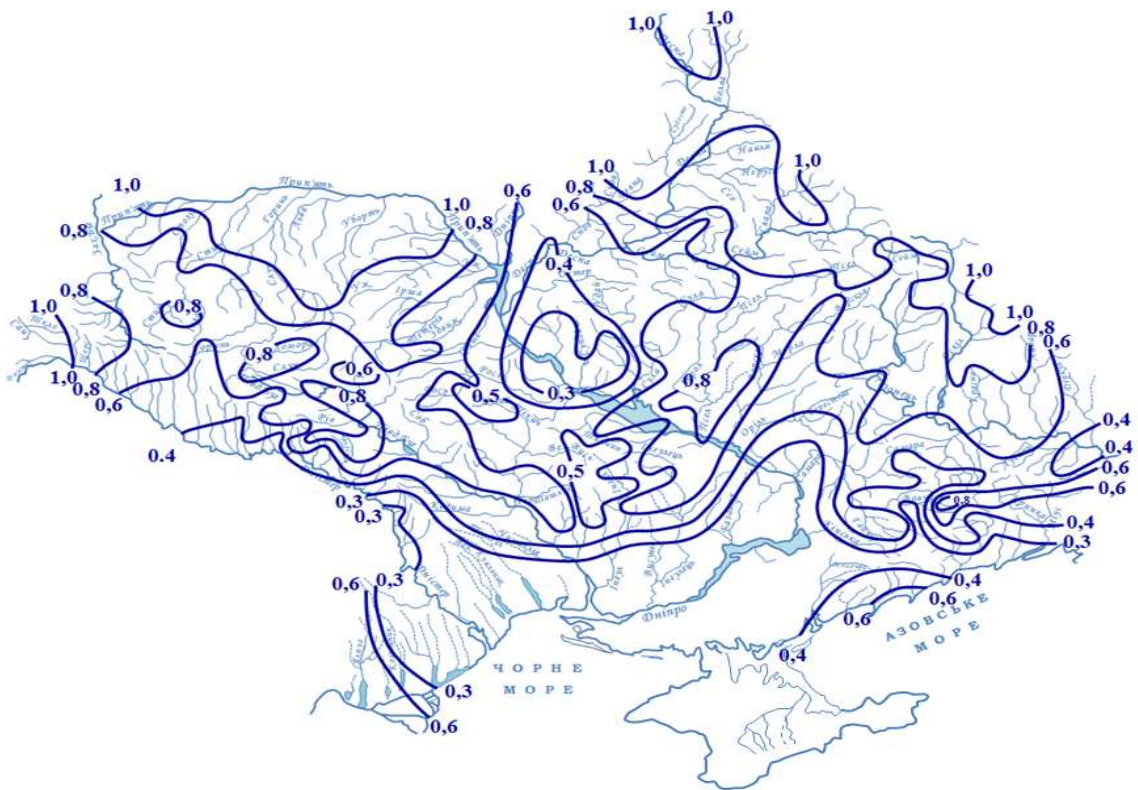


Рис. 3.39 – Розподіл по території коефіцієнтів стокоутворення η_0 в період весняного водопілля

Аналізуючи отриману карту, можна відмітити, що простежується загальна закономірність зменшення значень η_0 у напрямку з півночі на південь. Так, в басейнах Прип'яті, верхів'ях Десни, Сейму і р. Оскіл (північ і південний схід території) значення коефіцієнта стокоутворення змінюється від 0,8 до 1,0. Такі ж високі значення коефіцієнта η_0 й у верхів'ях Дністра, Південного Бугу і в басейні Західного Бугу, тобто на заході України. На південь від вказаних територій спостерігається поступове зниження величин η_0 - від 0,6 до 0,3. Закономірність зменшення коефіцієнта стокоутворення у напрямку з півночі на південь узгоджується також із зональністю основних типів ґрунтів, які є одним з факторів, що визначають величину і швидкість фільтрації поверхневих вод.

РОЗДІЛ 4

ОБГРУНТУВАННЯ ПАРАМЕТРІВ І РЕАЛІЗАЦІЯ БАЗОВОЇ МЕТОДИКИ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК В ПЕРІОД ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ НА РІВНИННІЙ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

У розділі 2 цієї монографії запропоновано розрахунковий варіант формули для визначення максимального стоку весняного водопілля з урахуванням змін клімату, який має вигляд (2.98):

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

де q'_m - максимальний модуль схилового припливу, який розраховується за рівнянням (2.87), м³/с(км²);

$\psi(t_p/T_0)$ - трансформаційна функція, яка визначається за формулами (2.82-2.85);

ε_F - коефіцієнт русло-заплавного водообміну та регулювання, який визначається зворотним шляхом з формули (2.98);

r - коефіцієнт редуkcії q_m під впливом озер, водосховищ, ставків проточного типу;

$k_{зм}$ - коефіцієнт змін клімату, який розраховується за формулою (2.99).

Розглянемо сучасні науково-методичні підходи для нормування параметрів за базовою операторною методикою (без врахування змін клімату) та окремо, з урахуванням $k_{зм}$, у наступному розділі.

4.1 Визначення характеристик схилового припливу та їх просторове узагальнення

Характеристики схилового припливу в періоди формування дощових паводків і весняних водопіль є одними з провідних і найбільш інформативних параметрів у розрахункових формулах максимального стоку і входять до їх структури у явному або прихованому вигляді. Але, на жаль, в системі спостережень за гідрологічним режимом річок Гідрометслужби фактично в усіх країнах світу не організовані вимірювання складових схилового стоку, за винятком експериментальних досліджень на водно-балансових станціях.

Матеріали водно-балансових станцій самі по собі мають велику теоретичну цінність, головним чином, з точки зору вивчення процесів формування стоку.

Так, наприклад, як показано в розд.1, матеріали спостережень Молдавської ВБС дозволили автору в сумісному дослідженні з Трасковою А.В.[1] визначити особливості накопичення снігозапасів на таких типах поверхні, як улоговина, рілля, озима пшениця і сад. Аналогічне, але більш ретельне дослідження умов формування весняного водопілля в басейні Сіверського Дінця свого часу було виконане автором цього дослідження на матеріалах Нижньодевіцької ВБС[2].

У сумісних роботах автора з Гопченком Є.Д. і Кічук Н.С. [3] з метою дослідження процесу формування дощових паводків на Півдні України використовувались матеріали спостережень Велико-Анадольської водно-балансової станції.

За матеріалами Закарпатської водно-балансової станції у співавторстві з Кіндюком Б.В. виконане дослідження динаміки руслової місткості малих річок басейну річки Ріка за період листопадового паводка 1998 р. [4]. З іншого боку, на даних тієї ж Закарпатської ВБС у співавторстві з Бояринцевим Є.Л.[5;6] досліджено умови формування мінімального стоку на малих гірських річках.

Окремо також слід відзначити Монографію присвячену проблемі формування максимального стоку паводків на малих річках Закарпаття, яка у 2002 році була виконана Гопченком Є.Д. і Красновою О.В.[7] практично повністю на матеріалах Закарпатської ВБС.

Отже матеріали водно-балансових станцій дозволяють виконати корисні та унікальні дослідження, але щодо практичного їх використання, то вони дуже обмежені регіональними особливостями стокоутворення.

Організація ж густої системи водно-балансових станцій, очевидно, не можлива через економічну недоцільність їх утримання. З іншого боку, склалася тупикова ситуація для подальшого розвитку методів розрахунку і прогнозу характеристик гідрологічного режиму річок.

На практиці у розпорядженні дослідників є лише відомості про шари стоку паводків і водопіль, які прирівнюються до шарів схилового припливу. Тим самим робиться припущення про відсутність втрат припливу зі схилів у річковій мережі. Але в дійсності це не зовсім так, оскільки частина припливу поверхневих вод затримується в алювії та берегах, а найбільша – на заплавах. Після проходження паводків і водопіль затримана на заплавах вода у подальшому витрачається на випаровування. Все ж на думку авторитетних спеціалістів, ці втрати паводкового і повеневого стоку знаходяться у межах точності вимірювання стокових величин, а таким чином їх можна не брати до уваги при побудові розрахункових схем максимального стоку річок[8].

Щодо максимального модуля схилового припливу, то за дослідженнями [10-16], він безпосередньо залежить від трьох складових схилових гідрографів (шару стоку, тривалості припливу і коефіцієнта його часової нерівномірності). В нашому випадку замість шарів стоку пропонується використовувати максимальні снігозапаси та опади за

період водопілля, а їх трансформацію в шари схилового припливу виконувати через коефіцієнти стоку. Визначається q'_m за (2.87)

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + \Sigma X) \eta_e,$$

де $\frac{n+1}{n}$ - коефіцієнт часової нерівномірності припливу води зі схилів до руслової мережі;

T_0 - тривалість схилового припливу, год;

S_m - максимальні снігозапаси на початку весняної повені, мм;

ΣX - розрахункові дощові опади в період водопілля, мм;

η_e - коефіцієнт стоку весняного водопілля;

0,28 - коефіцієнт розмірності.

Стосовно визначення та узагальнення максимальних снігозапасів, опадів і коефіцієнтів стоку весняного водопілля в розд.3 наведені науково-методичні рекомендації та результати їх узагальнення.

Так максимальні снігозапаси на відкритій місцевості (поле) S_{mn} для невивчених у гідрологічному відношенні річок пропонується визначати за допомогою карти, побудованої по геометричних центрах тяжіння водозборів (рис.3.39); після чого необхідно врахувати вплив лісу, тобто визначити середньозважене значення снігозапасів за формулою (1.2).

Оскільки метою розрахунку є визначення максимальних витрат заданої забезпеченості, то відповідно вхідні розрахункові параметри також повинні мати ту же забезпеченість. Зокрема, для визначення снігозапасів заданої ймовірності перевищення пропонується карта-схема розподілу коефіцієнтів варіації $(C_s)_{S_{mn}}$, яка представлена на (рис.3.42). Стосовно коефіцієнтів асиметрії $(C_s)_{S_{mn}}$, то вони нормовані по їх співвідношенню до коефіцієнтів $(C_v)_{S_{mn}}$ та осереднені в межах природних зон, а саме:

- мішаних та широколистяних лісів - $C_s/C_v=1,5$;
- лісостепова - $C_s/C_v=2,0$;
- степова - $C_s/C_v=3,0$.

Для визначення опадів в період весняного водопілля запропоноване розрахункове рівняння вигляду (3.19), яке враховує широтне положення досліджуваних водозборів та їх розміри.

Коефіцієнт стоку весняного водопілля визначається через коефіцієнт стокоутворення η_0 , представлений у вигляді карти (рис.3.31), і коефіцієнт впливу розміру водозборів на втрати стоку весняного водопілля k_η , який визначається за формулою (3.25).

Далі будуть розглянуті науково-методичні підходи щодо визначення і проторового узагальнення таких характеристик схилового припливу, як коефіцієнт його часової нерівномірності й тривалість.

4.1.1 Науково-методичні підходи щодо обґрунтування коефіцієнтів часової нерівномірності й тривалості схилового припливу

Визначення коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу. За відсутності спостережень за схиловим припливом, пропонується визначати коефіцієнт нерівномірності стоку у часі $(n+1)/n$, виходячи з аналізу характеристик річкового стоку [16-18]. Для цього представимо гідрограф руслового стоку у редуційному вигляді [18]

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right], \quad (4.1)$$

де q_t - модуль паводкового або повеневого стоку, $\text{м}^3/(\text{скм}^2)$;
 q_m - максимальний модуль стоку паводка чи водопілля, $\text{м}^3/(\text{скм}^2)$;
 T_n - тривалість водопілля (паводка), д.
Проінтегруємо (4.1) по T_n , тоді

$$Y_m = q_m \frac{m}{m+1} T_n. \quad (4.2)$$

Звідки

$$\frac{m+1}{m} = \frac{q_m T_n}{Y_m} = \frac{Q_m T_n}{W}, \quad (4.3)$$

де $\frac{m+1}{m}$ - коефіцієнт часової нерівномірності паводкового (повеневого) стоку;

Q_m - максимальна витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$;

W - об'єм паводкового (повеневого) стоку, м^3 .

Для обґрунтування методичних підходів при визначенні коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$ запишемо редуційне рівняння відносно q'_t [18]

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]. \quad (4.4)$$

Виходячи з (4.4),

$$\frac{n+1}{n} = \frac{q'_m T_0}{Y_m} = \frac{Q'_m T_0}{W}, \quad (4.5)$$

де Q'_m - максимальна витрата води схилового припливу, м³/с.

Доведемо, що (4.3) збігається з (4.5) за умови $F \rightarrow 0$, а при $F > 0$ має спадний характер. З цією метою запишемо у розгорнутому вигляді T_n

$$T_n = T_0 + t_p + \Delta t, \quad (4.6)$$

де t_p - тривалість добігання максимальної витрати води, год;

Δt - час, необхідний для опорожнення русло-заплавної ємності у фазі спаду руслових гідрографів, год.

Очевидно, за умови $t_p = 0$ (що відповідає $F = 0$) матимемо і $\Delta t = 0$, а

$T_n = T_0$ і $Q_m = Q'_m$. Тобто коефіцієнт $\left(\frac{m+1}{m}\right)_{F=0} = \frac{n+1}{n}$. При збільшенні розміру водозборів унаслідок того, що Q_m убуває швидше, а ніж зростає T_n , параметр $\frac{m+1}{m}$ від свого максимального значення $\left(\frac{n+1}{n}\right)$ буде зменшуватись. Описується залежність рівнянням

$$\frac{m+1}{m} = \frac{n+1}{n} - a \lg(F+1) \quad (4.7)$$

або

$$\frac{m+1}{m} = \frac{n+1}{n} e^{-b \lg(F+1)}. \quad (4.8)$$

Проте існують деякі труднощі у встановленні параметра $(n+1)/n$. Вони пов'язані з недосконалістю засобів розчленовування гідрографів, унаслідок чого тривалість повені T_i може бути як завищеною, так і заниженою. Це відбивається на чисельних значеннях $(m+1)/m$ і тісноті регіональних залежностей $(m+1)/m = f(F)$.

Тому в роботах [17, 18] рекомендується обчислювати $(m+1)/m$ через середні максимальні характеристики: $\bar{Q}_m, \bar{Y}_m, \bar{T}_i$, тобто

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_i}{\bar{Y}_m F}, \quad (4.9)$$

Коефіцієнт нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$, який характеризує форму гідрографів, має добре інформаційне забезпечення, оскільки він обчислюється по матеріалах стаціонарної гідрологічної мережі

Гідрометслужби. Встановлені таким чином коефіцієнти нерівномірності $(m+1)/m$ потім узагальнюються залежно від площ водозборів F . Із збільшенням розмірів водозбірних площ вони зменшуються, а екстраполяція залежності на вісь ординат дозволяє набути шуканого регіонального значення.

Саме ця методика визначення $\frac{n+1}{n}$ використовується у багатьох регіональних дослідженнях максимального стоку річок України та інших країн [10-16].

Для визначення коефіцієнтів нерівномірності рівнинних річок України використані багаторічні дані по 340 гідрологічних постах (дод. К).

Аналізуючи отримані результати, слід відмітити, що розрахункові значення $\frac{m+1}{m}$ коливаються в достатньо великому діапазоні - від 16,7-16,37 (улоговина Райчик-с.Польова Лукашівка ($F = 6,20 \text{ км}^2$), улоговина Мерес'єв-х.Олексіївський ($F = 9,50 \text{ км}^2$)) до 1,87-1,55 (р.Сіверський Донець-с.Кружилівка ($F = 73200 \text{ км}^2$), р.Стир-с.Млинок ($F = 10900 \text{ км}^2$), р.Десна-с.Літки ($F = 88500 \text{ км}^2$)).

Такий розподіл значень коефіцієнтів руслової нерівномірності цілком зрозумілий оскільки зі зростанням площі водозборів збільшуються витрати води і тривалість водопілля. Що ж стосується шарів стоку, то вони не залежать від площі водозборів, і отже, можуть бути практично однаковими на малих і великих водозборах. В результаті розрахункова величина $\frac{m+1}{m}$ при збільшенні площі водозборів буде закономірно

зменшуватись. З метою отримання значення $\frac{n+1}{n}$ величини $\frac{m+1}{m}$

узагальнені у вигляді залежності $\frac{m+1}{m} = f[\lg(F+1)]$, представленої на (рис.4.1).

Як добре ілюструє (рис. 4.1), в цілому залежність коефіцієнтів нерівномірності руслового притоку від площі водозборів виражена у експоненціальному вигляді зі значущим кореляційним відношенням $r = 0,53$.

Таким чином, враховуючи попереднє теоретичне обґрунтування та отриману залежність зі значущим кореляційним відношенням, для рівнинних річок України рекомендується в якості розрахункового значення

$$\frac{n+1}{n} = 12,51.$$

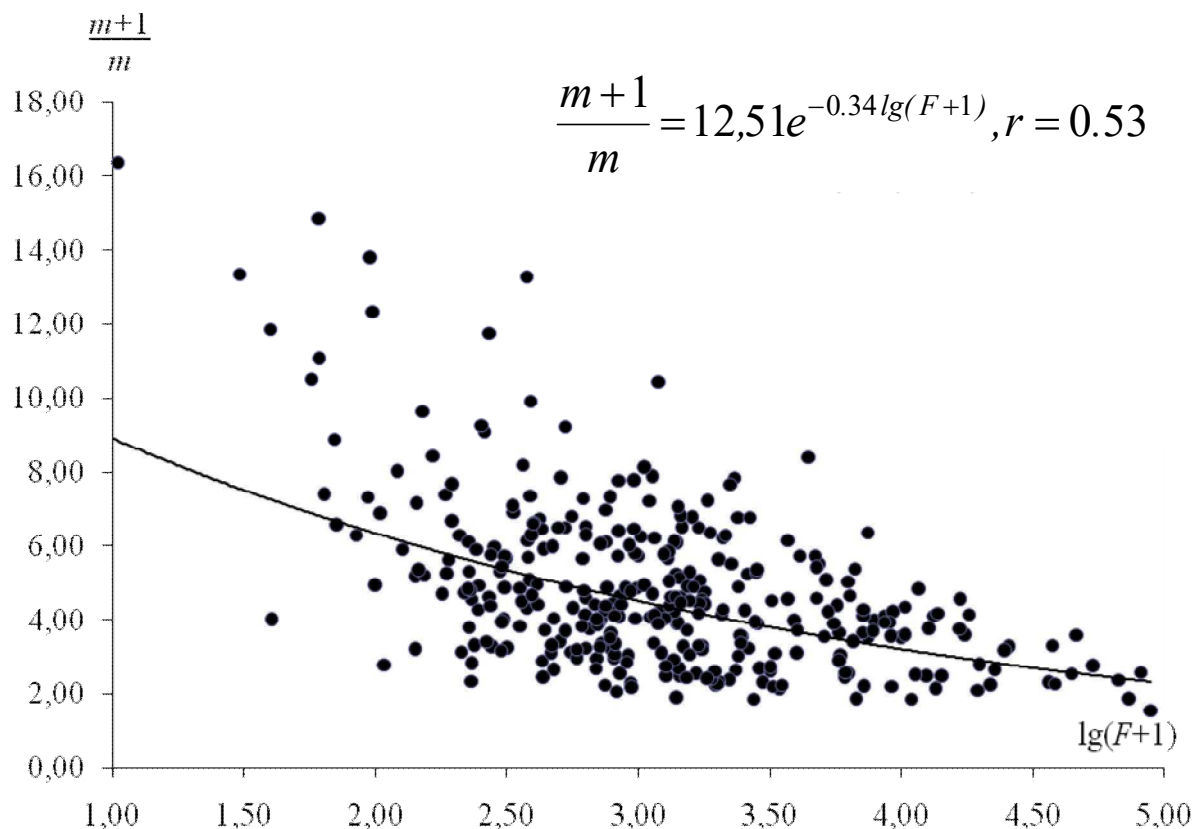


Рис. 4.1 - Залежність коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку від площі водозборів рівнинних річок України

Визначення розрахункової тривалості схилового припливу води до руслової мережі. Як вже було відмічено вище, безпосередньо тривалість схилового припливу може бути визначена в ході одноразових експедиційних досліджень, або в результаті спеціальних спостережень на водно-балансових станціях; стаціонарні спостереження за цією характеристикою в структурі гідрометслужби більшості країн відсутні. З іншого боку, тривалість припливу є важливим чинником трансформації атмосферних опадів на схилах. Вихід з цієї ситуації знайдено шляхом врахування цієї характеристики у формулах максимального стоку у тих чи інших розрахункові комплексах, тобто тривалість схилового припливу входить до них опосередковано.

Найбільш простими є варіанти, які можуть реалізовуватись в структурах геометричних моделей [15;19;20]. Базовим для них є рівняння

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_m, \quad (4.10)$$

де q_m - максимальний модуль руслового стоку, $\text{м}^3/(\text{скм}^2)$;
 q'_m - максимальний модуль схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{скм}^2)$;

t_p - час руслового добігання паводкових і повеневих хвиль, год ;

T_0 - загальна тривалість схилового припливу, год;

k_n і k_m - редуційні коефіцієнти, пов'язані з розпластуванням паводкових і повеневих хвиль під впливом руслового добігання та русло-заплавного регулювання.

Якщо в (4.9) замість q'_m підставимо його значення з (2.25), то

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \frac{Y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_m k_n . \quad (4.11)$$

Перепишемо (4.11) відносно шуканого значення T_0 , тобто

$$T_0 = \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{q_m} k_m k_n - t_p . \quad (4.12)$$

До рівняння (4.12) входить два невимірюваних параметри – тривалість схилового припливу T_0 і коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання k_n . Розв'язання його можна здійснити в 2 етапи. На першому накладаються обмеження на k_n , беручи його рівним одиниці (верхнє граничне значення при $F=0$). Розраховані за (4.12) величини будуть, очевидно, завищеними, оскільки $k_n \leq 1.0$. Враховуючи, що коефіцієнт русло – заплавного зарегулювання k_n залежить від площі водозборів, доцільно до T_0 застосувати побудування графіка $T_0 = f[\lg(F + 1)]$. На ньому проводиться лінія тренда у вигляді функції

$$T_0 = T'_0 e^{-a \lg(F+1)}, \quad (4.13)$$

де T'_0 - осереднена для регіону тривалість припливу за умови, що $F=0$.

Після цього за рівнянням (4.11) розраховуються оберненим шляхом k_n :

$$k_n = (t_p + T'_0) / \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{q_m} k_m . \quad (4.14)$$

Узагальнення коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання k_n виконується шляхом побудови залежності $k_n = f[\lg(F + 1)]$, яка описується рівнянням

$$k_n = e^{-b \lg(F+1)}. \quad (4.15)$$

На другому етапі, використовуючи (4.13) і (4.15), встановлюються для усіх водозборів тривалості схилового припливу.

В структурі найбільш спрощеного варіанта редуційної формули, основаної на геометричній моделі (1.19), по вихідних даних q_m будується в логарифмічних координатах емпірична залежність $\lg q_m = f \lg(F+1)$. Тангенс кута нахилу лінії зв'язку є показник степеня n_1 . Тепер є можливість на основі (1.19) для кожного водозбору визначити q'_m .

$$q'_m = q_m (F+1)^{n_1}. \quad (4.16)$$

Застосовуючи до (4.4) отримані за (4.16) модулі схилового припливу q'_m , встановлюються індивідуальні значення T_0 :

$$T_0 = \frac{n+1}{n} \frac{Y_m}{q'_m}. \quad (4.17)$$

Обчислені за (4.17) тривалості припливу схилових вод T_0 у подальшому підлягають просторовому узагальненню.

Якщо ж розглядати редуційний варіант формули максимального стоку у вигляді (1.18), то спочатку перепишемо її таким чином:

$$\frac{q_m}{Y_m} = \frac{k_0}{(F+1)^{n_1}}. \quad (4.18)$$

Після логарифмування (4.18) і побудування залежності $\lg \frac{q_m}{Y_m} = f \lg(F+1)$ графічним шляхом визначається показник степеня n_1 .

Індивідуальні значення k_0 розраховуються у структурі (4.17):

$$k_0 = \frac{q_m}{Y_m} (F+1)^{n_1}. \quad (4.19)$$

З іншого боку, за дослідженнями Є.Д. Гопченка з учнями [19;20], k_0 представляє собою коефіцієнт схилової зарегульованості водопілля

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}, \quad (4.20)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу. Отже з використанням (4.20) для кожного водозбору встановлюються шукані величини T_0 :

$$T_0 = \frac{n+1}{n} / k_0. \quad (4.21)$$

Після такої процедури усі значення T_0 підлягають просторовому узагальненню. З іншого боку, і це дуже важливо, при застосуванні, наприклад, формули (4.10) досить просто вирішується проблема обґрунтування коефіцієнтів русло – заплавного зарегулювання k_n , оскільки все обмежується простим алгебраїчним прийомом.

Просторове узагальнення k_n відбувається за схемою (4.15).

Однак представлені вище варіанти розрахунку на базі структур редуційного та об'ємного типу можуть використовуватися лише в якості контрольних при визначенні T_0 чисельним шляхом на першому його етапі у структурі формул, оснований на теорії руслових ізохрон, зокрема (2.53) і (2.68). Якщо в першу підставити замість φ і k_2 їх значення, виходячи з (2.54)- (2.57), а в другу – замість $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - (2.82)-(2.85), то відносно T_0

можна записати рівняння:

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

$$T_0 = \left(\frac{Y_m \varepsilon_F}{n q_m}\right)^{\frac{1}{n+1}} \left[(n+1)T_0^n - \frac{m_1+1}{n+m_1+1} t_p^n \right]^{\frac{1}{n+1}}; \quad (4.22)$$

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

$$T_0 = \left[\left(\frac{m+n+1}{n+1} - \frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F} \right) \frac{m_1+n+1}{(n+1)} t_p^{m_1} \right]^{\frac{1}{m_1}}. \quad (4.23)$$

Визначення T_0 в структурах (4.22) і (4.23) ускладнюється тим, що в кожній з них, крім T_0 , невідомим залишається ще й коефіцієнт русло – заплавного зарегулювання ε_F . У свою чергу наявні рівняння не утворюють системи. Як і у випадку вирішення аналогічної задачі при використанні рівняння (4.1), потребується кожне з рівнянь розглядати в два етапи (з накладанням обмежень на параметр ε_F), беручи на першому етапі $\varepsilon_F=1,0$, а надалі все відбувається за схемою (2.68). Слід також

зауважити, що за таких умов на першому етапі алгебраїчним шляхом буде вирішуватись лише рівняння (4.23). Щодо рівняння (4.22), а саме з нього розпочинається процедура визначення T_0 , то воно трансцендентного типу і для свого розв'язання потребує залучення обчислювальних методів. Досить ефективним в цьому випадку є застосування методу простої однокрокової ітерації. З цією метою завдається завідомо більше, ніж t_p , початкове наближення, яке використовується для здійснення пошуку кореня T_0 у рівнянні (4.22). 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 (4.23), але вже алгебраїчним шляхом.

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 $F=0$.

Виходячи з (2.53) або (2.68), оберненим шляхом встановлюються відповідні коефіцієнти русло – заплавного зарегулювання ε_F . Їх узагальнення, також як і k_n , виконується графічним шляхом при використанні функції вигляду (4.15). Тепер, за наявності залежності $\varepsilon_F = f(F)$, на другому етапі здійснюється остаточне розв'язання рівнянь (4.22) і (4.23) відносно T_0 . Необхідно зауважити, що на залежностях ε_F від $\lg(F + 1)$ згладжуюча лінія проводиться таким чином, щоб вона виходила зі свого верхнього граничного значення $\varepsilon_F = 1.0$ при $F \rightarrow 0$. У подальшому при збільшенні F параметр ε_F має спадний характер.

Закінчується обчислювальна комп'ютерна процедура фінальними значеннями T_0 , які підлягають дослідженню на їх залежність від місцевих чинників (залісеності, заболоченості, закарстованості водозборів) та їх висотного положення [11,16]. На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ запропонована обчислювальна програма «Сагуар», за допомогою якої автоматизовано процедуру пошуку T_0 в структурі рівнянь (4.22) або (4.23).

Науково-методичні рекомендації щодо просторового узагальнення тривалості схилового припливу. Просторові узагальнення можливі у формі районів або представлення T_0 за допомогою карт. Пропонується така послідовність здійснення просторових узагальнень T_0 :

1. Спочатку фінальні величини тривалості схилового припливу перевіряються на нормальність за допомогою критерію Гаусса

$$\frac{\sigma_{T_0}}{\rho_{T_0}} = \sqrt{\frac{\pi}{2}} \approx 1,25, \quad (4.24)$$

де σ_{T_0} - середнє квадратичне відхилення T_0 від середньотериторіального ($T_{0,сер}$)

$$\sigma_{T_0} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (T_{0i} - T_{0,сер})^2}{N-1}}, \quad (4.25)$$

ρ_{T_0} - середнє арифметичне відхилення

$$\rho_{T_0} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |T_{0i} - T_{0,сер}|; \quad (4.26)$$

N - кількість об'єктів, що підлягають регіональному осередненню;

$$T_{0,сер} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_{0i}. \quad (4.27)$$

Якщо вихідні матеріали задовольняють умову (4.24), то на цьому просторове узагальнення і закінчується при T_0 , яке дорівнює середньому з N об'єктів.

Невідповідність даних критерію Гаусса є підставою для подальших досліджень T_0 , але вже в залежності від місцевих чинників.

2. Будується залежність T_0 від місцевих факторів. Необхідно при цьому мати на увазі, що методично по-різному здійснюються узагальнення характеристик паводкового і повеневого стоку, а також гірських та рівнинних річок.

2.1. *Просторові узагальнення T_0 весняних водопіль.* Приступаючи до оцінки впливу місцевих чинників, слід усі вихідні матеріали привести до однієї (умовної) широти водозборів φ^0 півн.ш. З цією метою будується залежність від положення геометричних центрів водозборів φ^0 півн.ш.

Описуються вони лінійними рівняннями вигляду

$$T_0 = (T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}} + \alpha_{\varphi}(\varphi - \varphi_{ум}), \quad (4.28)$$

де $(T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}}$ - приведена до умовної широти $\varphi = \varphi_{ум}$ тривалість схилового припливу.

Достовірність рівняння (4.28) оцінюється за допомогою коефіцієнта кореляції r , який може бути значущий або ні. Значущість коефіцієнта кореляції можна оцінити за спрощеною процедурою, тобто він повинен перевищувати випадкову похибку свого визначення за вибіркою не менше

ніж у 2 рази ($r/\sigma_r \geq 2$). Відсутність значущої залежності у рівнянні вигляду (4.28) свідчить про дослідження T_0 без попереднього приведення вихідних даних до умовної широти $\varphi = \varphi_{ум}$. За таких обставин будуються регіональні залежності T_0 від усіх місцевих чинників (залісеності, заболоченості, висотного положення водозборів (зазвичай для гірських водозборів)), окремо [9;10]. Пріоритетним є рівняння з найвищим коефіцієнтом кореляції (але обов'язково він повинен бути значущим). Припустимо, що досліджується рівнинна територія і від залісеності та заболоченості існують значущі залежності. У такому випадку, спираючись на (4.28), можна визначити коефіцієнт впливу географічного положення водозборів k_φ на T_0

$$k_\varphi = 1 + \frac{\alpha_\varphi}{(T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}}} (\varphi - \varphi_{ум}), \quad (4.29)$$

а також виділити $(T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}}$

$$(T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}} = T_0 - \alpha_\varphi (\varphi - \varphi_{ум}). \quad (4.30)$$

Наступним етапом є побудування залежностей $(T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}}$ від залісеності і заболоченості, тобто

$$(T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}} = (T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}, f_l=0} + \alpha_l \lg(f_l + 1) \quad (4.31)$$

та

$$(T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}} = (T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}, f_b=0} + \alpha_b \lg(f_b + 1). \quad (4.32)$$

де $(T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}, f_l=0}$ - тривалість схилового припливу, приведена до $\varphi = \varphi_{ум}$ та віднесена до $f_l = 0$;

f_l - залісеність водозборів, у %;

$(T_0)_{\varphi=\varphi_{ум}, f_b=0}$ - тривалість схилового припливу, приведена до $\varphi = \varphi_{ум}$ та віднесена до $f_b = 0$;

f_b - заболоченість водозборів, у %.

Якщо, наприклад, за коефіцієнтом кореляції r переважаючим є рівняння (4.31), то з нього є можливість визначити коефіцієнт залісеності k_l

$$k_l = 1 + \frac{\alpha_l}{(T_0)_{\varphi=\varphi_{ym}, f_l=0}} \lg(f_l + 1). \quad (4.33)$$

Якщо переважаючим за коефіцієнтом кореляції r є рівняння (4.32), то з нього можна виразити коефіцієнт впливу заболоченості $k_{\bar{\sigma}}$

$$k_{\bar{\sigma}} = 1 + \frac{\alpha_{\bar{\sigma}}}{(T_0)_{\varphi=\varphi_{ym}, f_{\bar{\sigma}}=0}} \lg(f_{\bar{\sigma}} + 1). \quad (4.34)$$

Необхідно обмовитись і зауважити, що на кожному етапі дослідження впливу місцевих факторів, слід перевіряти на нормальність приведені величини T_0 , а саме $(T_0)_{\varphi=\varphi_{ym}, f_l=0}$, $(T_0)_{\varphi=\varphi_{ym}, f_{\bar{\sigma}}=0}$. Все це робиться з метою того, щоб мати можливість переконатись у закінченні виділення предикторів шляхом послідовного їх виключення.

Після встановлення коефіцієнтів k_{φ} , k_l і $k_{\bar{\sigma}}$ виконується приведення вихідних даних $T_0 = (T_0)_{np}$ до умовної широти $\varphi = \varphi_{ym}$, $f_l = 0$ і $f_{\bar{\sigma}} = 0$, тобто

$$(T_0)_{np} = T_0 / k_{\varphi} \cdot k_l \cdot k_{\bar{\sigma}}. \quad (4.35)$$

Надалі $(T_0)_{np}$ перевіряються на нормальність за допомогою критерію Гаусса, за формулою (4.24). Якщо значення $(T_0)_{np}$ відповідають вимогам критерію, то можливе їх осереднення в межах досліджуваної території. При невиконанні умови (4.24) слід $(T_0)_{np}$ ще раз (але при вилученні із вихідних даних залісеності і заболоченості) дослідити в залежності від φ^0 півн.ш. Наявність значущої залежності $(T_0)_{np} = f(\varphi^0 \text{ півн.ш.})$ є підставою для картування. Відносяться дані до геометричних центрів водозборів, після чого проводяться ізолінії. Для використання такої карти при визначенні тривалості припливу для окремих водозборів необхідно для центру тяжіння водозбору зняти $(T_0)_{np}$, а потім внести до нього поправки на залісеність і заболоченість (за допомогою k_l і $k_{\bar{\sigma}}$). Для гірських водозборів можливе застосування аналогічної процедури, але з використанням замість широти місцевості, висоти водозборів в якості основного предиктора.

2.2. *Просторове узагальнення T_0 дощових паводків.* Враховуючи локальний характер паводкоформуєчих опадів, вихідні побудовані залежностей $T_0 = f(\varphi^0 \text{ півн.ш.})$ не є ефективним науково-методичним прийомом. Тому, починаючи аналіз впливу різних чинників на T_0 , доцільно починати з висотного положення водозборів, а потім поступово

дослідити вплив на схилу зарегульованість паводкового стоку залісеності і заболоченості. Приведені величини $T_0 = (T_0)_{np}$, які визначаються за рівнянням, аналогічним (4.36), осереднюються у межах розглядуваної території або районується.

На закінчення звернемо увагу на те, що свого часу проф.Бєфані А.М. [21] запропонував методику встановлення тривалості схилового припливу T_0 , виходячи з моделі одномодального параболічного трикутника, причому

$$T_0 = 50 Y_m / q'_m, \quad (4.36)$$

де T_0 - в хв, Y_m - в мм, а q'_m - в $\text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$.

Але, як видно з (2.87), T_0 входить складовою до q'_m , тому А.М. Бєфані запропонував емпіричне рівняння для визначення q'_m у межах степової зони України

$$q'_m = 0,22 \alpha \sqrt{I_{cx}} \cdot S_m^{3/2}, \quad (4.37)$$

де I_{cx} - ухил схилів, ‰;

S_m - шар водоутворення за дощ, мм;

α - коефіцієнт густоти яруго-балкової мережі.

У свою чергу Y_m , що входить до (4.37), розраховується за виразом

$$Y_m = S_m - a_1 \Phi_1, \quad (4.38)$$

де $a_1 \Phi_1$ - втрати шару водоутворення у фазі спаду схилового припливу;

a_1 - ґрунтово-ботанічний параметр;

Φ_1 - функція геоморфологічного фактора

$$\Phi_1 = \Phi^{2/3} \left(\frac{500}{\alpha \sqrt{I_{cx}}} \right)^{2/3}. \quad (4.39)$$

Методична база, запропонована А.М. Бєфані для визначення T_0 , виявилася досить громіздкою і може застосовуватись лише на невеликих ділянках, з більш – менш однорідними умовами підстильної поверхні.

Таким чином, враховуючи попередній доволі значний об'єм досліджень у даному напрямку, на багатьох різноманітних водозборах [22-27], при обґрунтуванні T_0 рекомендуються методичні підходи, які спираються на операторні моделі.

4.1.2 Результати просторового узагальнення тривалості схилового припливу під час весняного водопілля на річках рівнинної України

Приступаючи до узагальнення T_0 по території, необхідно, як показано вище, спочатку дослідити розподіл досліджуваної величини на нормальність, а потім проаналізувати вплив місцевих чинників на тривалість схилового припливу (залісеності і заболоченості) і географічного положення водозборів.

Дослідження територіального розподілу величин тривалості схилового припливу здійснювалось в основному за басейновим принципом, але через те що рівнинні річки України протікають у трьох фізико-географічних зонах (мішаних лісів, лісостеповій та степовій), частина басейнів об'єднана ще й по зонах (рис. 4.2).

Розрахункове значення критерію Гаусса для величин T_0 в зоні мішаних лісів становить 1.38, для лісостепової зони - 1.52 і для степової - 1.45; в межах окремих басейнів вони також не відповідають умові (4.24).

Невідповідність критерію Гаусса означає, що досліджувана величина розподілена у просторі невипадковим чином, й отже необхідно проаналізувати вплив на неї зональних та інтразональних факторів.

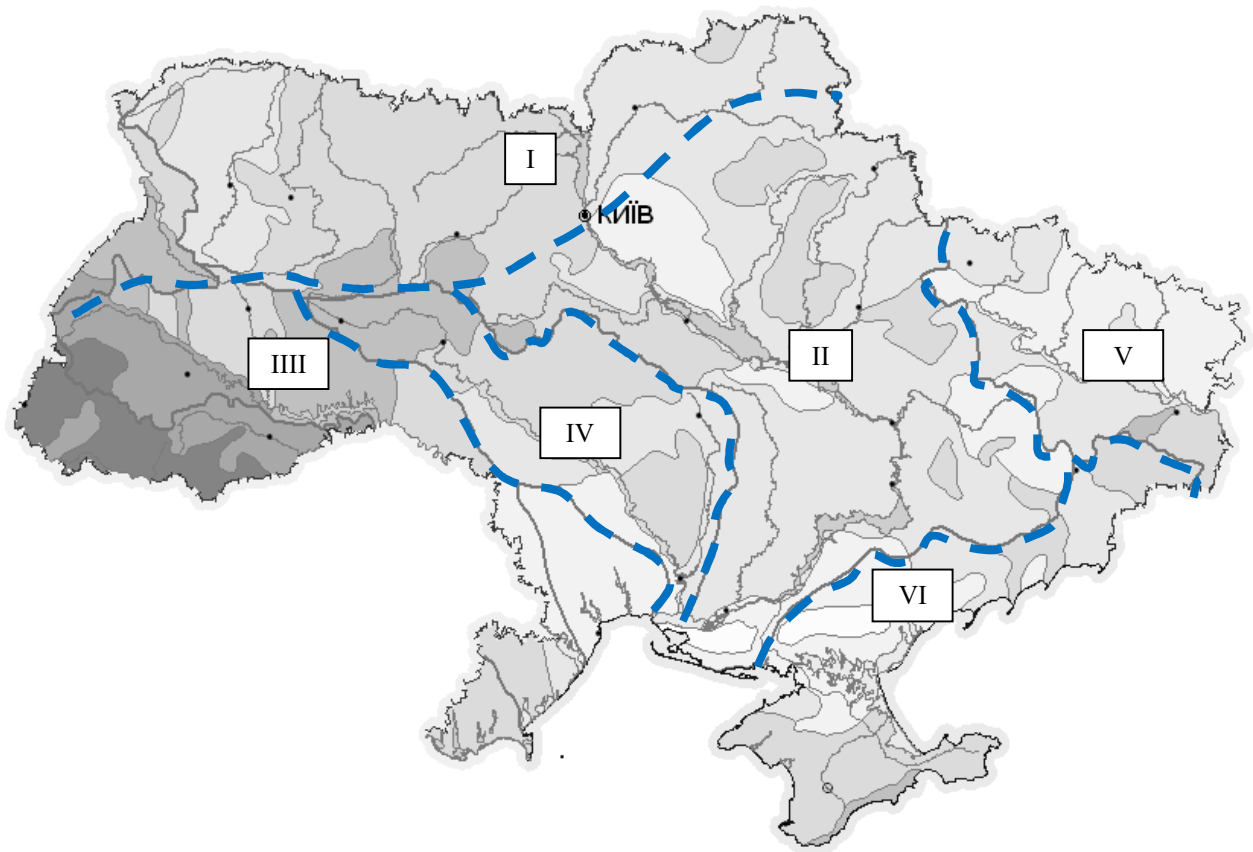
Щоб з'ясувати ступінь впливу на тривалість схилового припливу весняного водопілля кожного з місцевих чинників, необхідно спочатку виключити вплив широтного положення водозборів. З цією метою були побудовані залежності вигляду $T_0 = f(\varphi^0)$. На (рис.4.3) показаний приклад такої залежності для річок зони мішаних лісів.

Аналізуючи отриману залежність, можна відмітити, що тривалість схилового припливу весняного водопілля на річках *першої групи* загалом підлягає широтній зональності, причому із збільшенням широти водозборів T_0 зменшується. Коефіцієнт кореляції отриманої залежності дорівнює 0.24, випадкова похибка його визначення за вибіркою при $n=68$ дорівнює 0,115, отже, умова $r/\sigma_r \geq 2$ виконується, а коефіцієнт можна вважати значущим.

Отримана залежність дозволяє привести всі дані до однієї широти, наприклад, $\varphi = 50^\circ$ півн.ш., тобто

$$(T_0)_{\varphi=50^\circ} = T_0 - a_\varphi(\varphi - 50); \quad r = 0,24, \quad (4.40)$$

де $(T_0)_{\varphi=50^\circ}$ – приведені до умовної широти 50° півн.ш. значення тривалості схилового припливу весняного водопілля; a_φ - кутовий коефіцієнт.



Умовні позначення:

I ($n=68$ водозборів) – річки Західний Буг, Прип'ять, Десна (зона мішаних лісів); **II** ($n=82$ водозбори) – річки Сейм, Середній та Нижній Дніпро (лісостепова зона); **III** ($n=44$ водозбори) – басейн рівнинної частини Дністра; **IV** ($n=27$ водозборів) – басейн Південного Бугу; **V** ($n=41$ водозбір) – басейн Сіверського Дінця; **VI** ($n=24$ водозбори) – річки Приазов'я.

Рис. 4.2 – Схема районування території рівнинної України за ступенем впливу інтразональних факторів на тривалість схилового припливу.

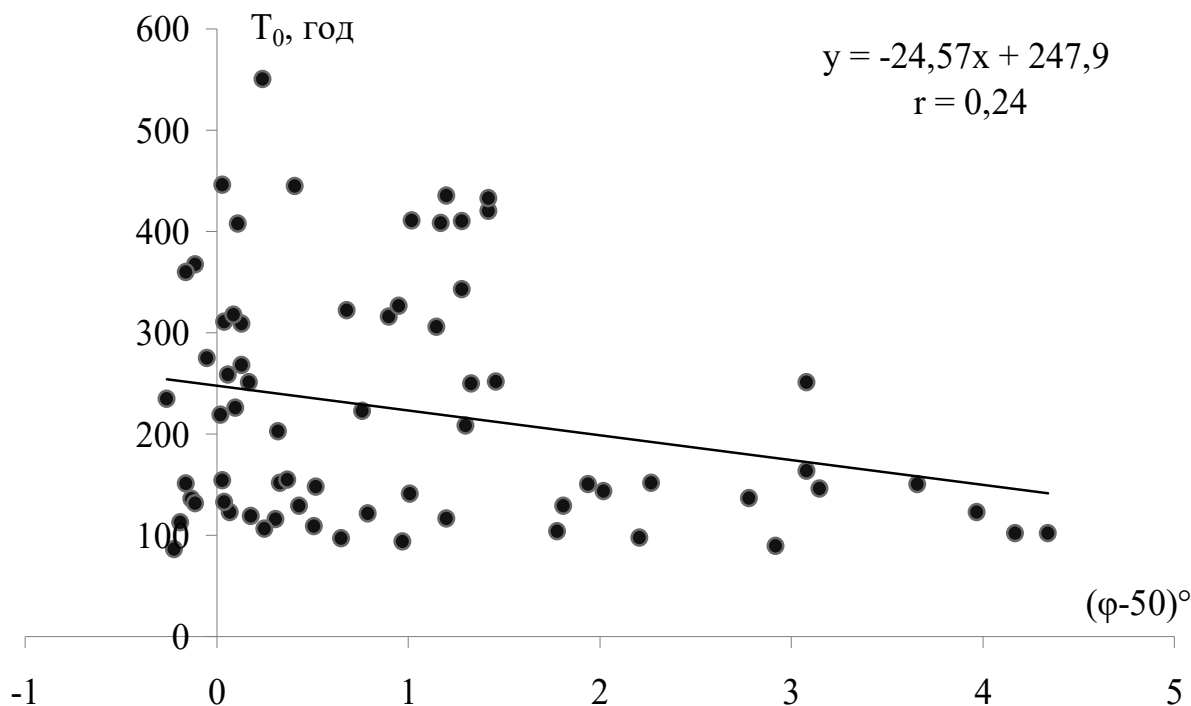


Рис. 4.3 – Залежність тривалості схилового припливу весняного водопілля від широти геометричних центрів (на річках I групи)

Отримане рівняння є дійсним в межах розглядуваної зони мішаних лісів ($\phi = 49 - 54^{\circ}$ півн.ш), і тепер приведені значення тривалості схилового припливу $(T_0)_{\phi=50^{\circ}}$ можна досліджувати на можливий вплив на їх величину заболоченості водозборів $f_{\bar{\phi}}$ (рис.4.4а), як предиктора з більш значущою залежністю.

На основі цієї залежності для річок I групи, враховуючи значущий коефіцієнт кореляції $r = 0,50$, можна встановити коефіцієнт впливу заболоченості на збільшення тривалості схилового припливу весняного водопілля $k_{\bar{\phi}}$

$$k_{\bar{\phi}} = 1 + a_{k_{\bar{\phi}}} \lg(f_{\bar{\phi}} + 1), \quad (4.41)$$

де $a_{k_{\bar{\phi}}} = 1,78$.

З (4.42) очевидно, що при 100-відсотковій заболоченості у зоні мішаних лісів буде мати місце збільшення тривалості схилового припливу весняного стоку приблизно в 3,5 рази, у порівнянні з незаболоченими водозборами.

Розрахувавши за (4.41) коефіцієнти заболоченості $k_{\bar{\phi}}$, можна виключити його вплив на T_0 , якщо $(T_0)_{\phi=50^{\circ}}$ розділити на $k_{\bar{\phi}}$, тобто

$$(T_0)_{\phi=50^{\circ}, f_{\bar{\phi}}=0} = (T_0)_{\phi=50^{\circ}} / k_{\bar{\phi}}. \quad (4.42)$$

Використовуючи дані $(T_0)_{\varphi=50^\circ, f_{\bar{b}}=0}$, побудована залежність їх від залісеності водозборів f_L (рис.4.4б).

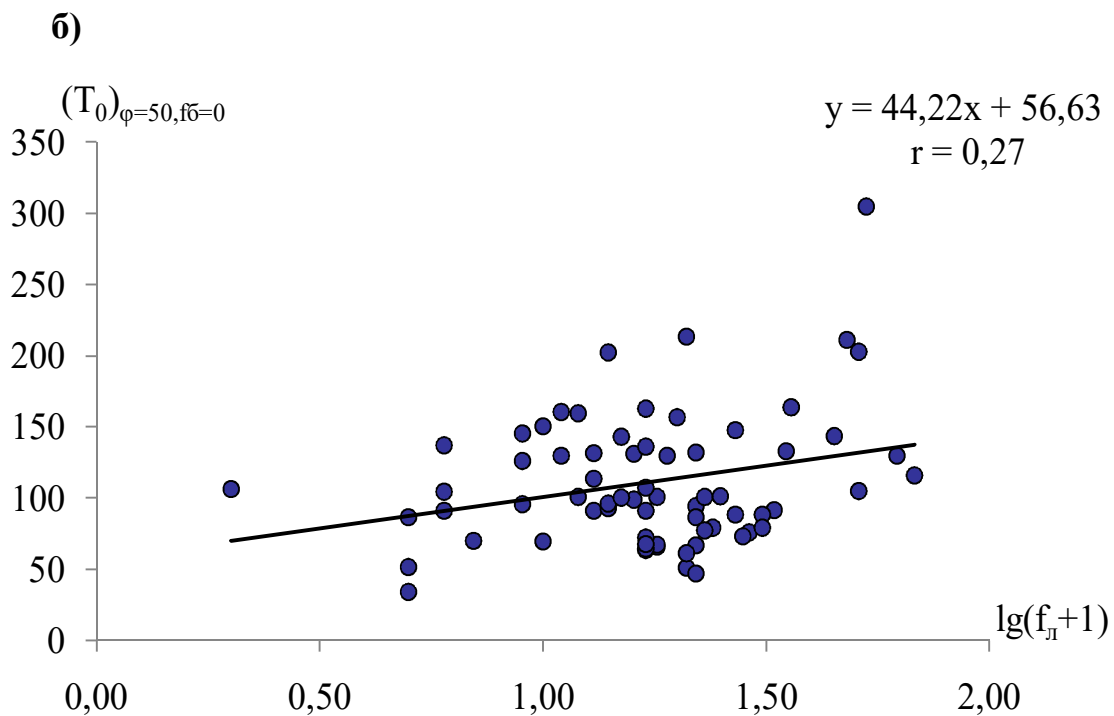
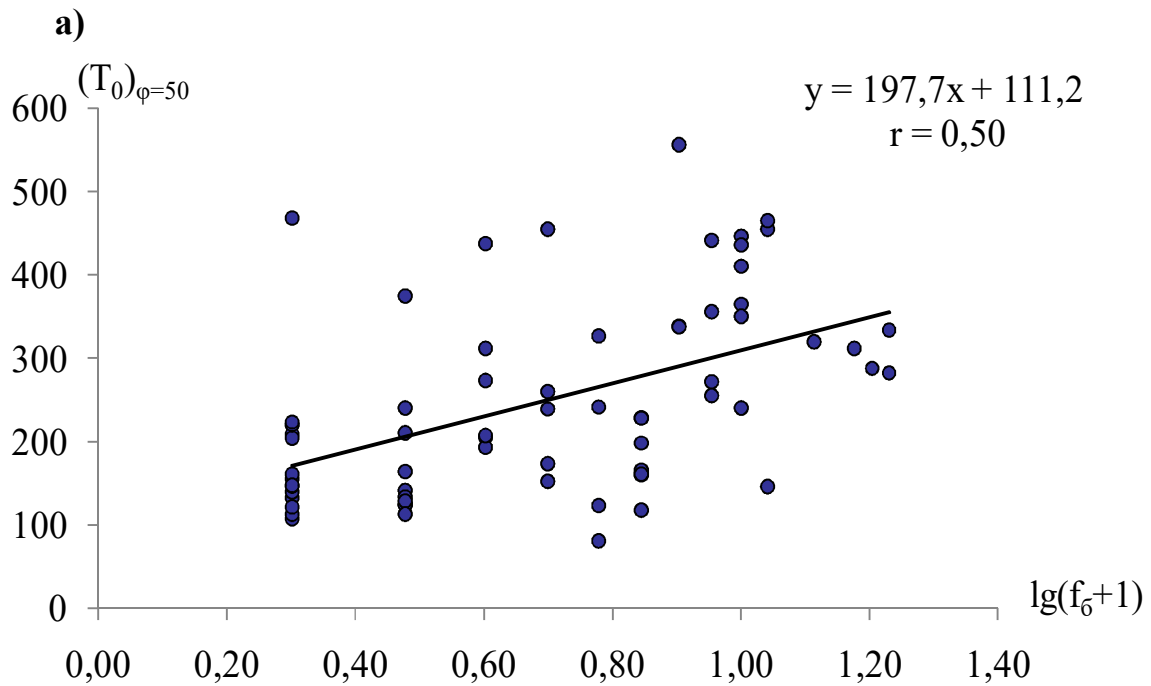


Рис. 4.4 – Залежність приведених значень тривалості схилового припливу весняного водопілля $(T_0)_{\varphi=50^\circ}$ від заболоченості водозборів (а)

Як видно з (рис.4.4б), із збільшенням залісеності тривалість схилового припливу водопілля, загалом, має виражену тенденцію до

збільшення зі значущим коефіцієнтом кореляції $r = 0,27$. Отримана залежність дозволяє обґрунтувати коефіцієнт впливу на тривалість схилового припливу весняного водопілля залісеності k_L (Додаток. Л), причому

$$k_L = 1 + a_{k_L} \lg(f_L + 1), \quad (4.43)$$

де $a_{k_L} = 0,78$.

Очевидно, що у районі I при 100-відсоткової залісеності водозборів буде спостерігатися збільшення тривалості схилового припливу майже в 2 рази.

Аналогічне дослідження було здійснено для всіх груп річок рівнинної території України, для зручності відповідні коефіцієнти зведені у табл.4.1 Використовуючи (4.41) і (4.43), можна, виключивши з вихідних величин T_0 вплив заболоченості і залісеності, приступити до просторового узагальнення приведених (до $f_{\bar{\sigma}} = 0$ і $f_L = 0$) значень тривалості схилового припливу весняного стоку. Звичайно таке узагальнення досягається побудовою відповідних карт.

Таблиця 4.1 - Розрахункові коефіцієнти для визначення впливу заболоченості та залісеності водозборів на тривалість схилового припливу весняного водопілля на рівнинних річках України

№ району	$a_{k_{\bar{\sigma}}}$	a_{k_L}
I	1,78	0,78
II	0,92	0,47
III	–	0,48
IV	0,54	–
V	-0,38	–
VI	–	–

На основі даних, отриманих в результаті дослідження впливу основних чинників на тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі, значення T_0 були узагальнені по території шляхом їх картування. На (рис.4.5) досліджувана характеристика відображена у вигляді ізоліній, проведених (для більшої точності визначення величини T_0) з кроком 20 годин. В окремих місцях, де спостерігаються високі градієнти параметра, крок між ізолініями може складати 40 або 60 годин.

Як видно з (рис. 4.5), діапазон зміни T_0 по території досить великий – від 20 до 240 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 чи басейнів.

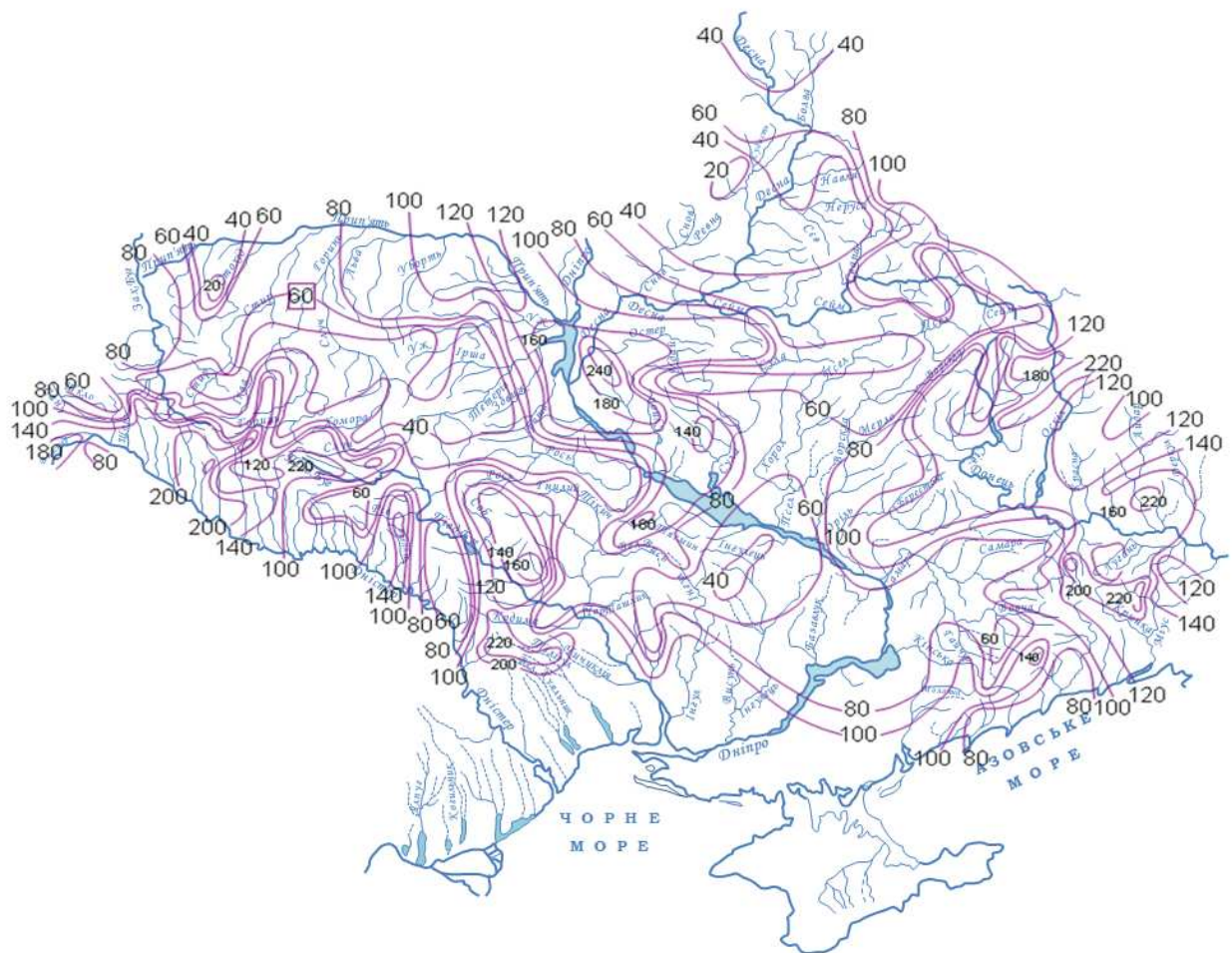


Рис. 4.5 – Розподіл тривалості припливу води зі схилів у руслову мережу в період весняного водопілля (год), приведеної до $f_b = 0$ і $f_l = 0$

Так, треба відмітити схожість у зміні значень і самих значень T_0 в басейнах найбільших приток Дніпра – Прип'яті і Десни. Найменші значення тривалості схилового припливу на досліджуваній території (від 20 до 40 годин) відносяться до верхів'їв цих річок. Також в обох басейнах спостерігається поступове збільшення величин T_0 до 100-120 годин з просуванням вниз за течією до Дніпра, хоча зміни величини T_0 тут відбуваються майже в протилежних напрямках: на Прип'яті – із заходу на схід, а на Десні – з північного сходу на південний захід і захід. Винятком є басейн Сейму, де такої закономірності, як на Десні, не простежується, а зміна параметра відбувається в межах 60-100 годин.

На південь від описаних районів спостерігається, в цілому, збільшення (але не рівномірне) тривалості схилового припливу від 40-60 годин в басейнах Ірпені, Росі, Псла і Ворскли до 100-120 годин - на річках півдня рівнинної України. Проте в окремих районах величина T_0 досягає досить великих значень – 160-220 годин – в басейнах деяких приток Дністра, Південного Бугу, приток Сіверського Дінця Оскола, Деркула,

Лугані і в басейні р. Міус. Слід відзначити, що в більшості з указаних районів значно розвинуті карстові явища.

Найвищі ж значення T_0 (180-240 годин) спостерігаються в басейнах річок Трубіж, Супій, Остер. Збільшення тривалості схилового припливу в даному районі можна пояснити наявністю місцевих чинників, які описані в п.3.8 при аналізі їх впливу на змінення коефіцієнта стокоутворення η_0 .

Перевірні розрахунки свідчать, що похибка карти знаходиться у межах $\pm 7,4\%$, що відповідає точності вихідних даних по стоку весняного водопілля на рівнинних річках України.

При використанні карти в знятті величини необхідно внести відповідні поправки впливу залісеності та заболоченості у відповідності з табл.41.

4.2 Трансформаційні функції максимального стоку

В розд. 2 при обґрунтуванні операторної структури показано, що перетворення схилового припливу на русловий стік здійснюється за допомогою різного роду трансформаційних функцій, пов'язаних з переміщенням хвиль водопілля, їх регулюванням русло-заплавною ємністю і водоймами проточного типу (озерами, сховищами, ставками), як це добре ілюструє (рис. 4.6).

Розглянемо окремо кожен функцію та ступінь її впливу на максимальний модуль схилового припливу q'_m .

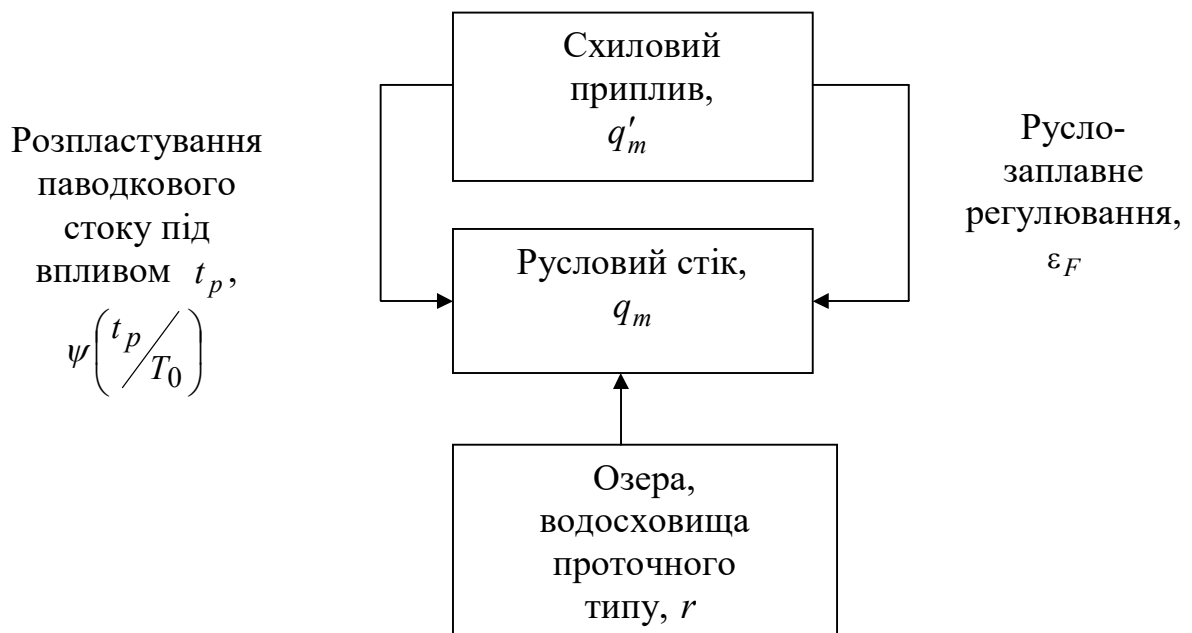


Рис.4.6 - Трансформація паводкового стоку гідрографічною мережею

4.2.1 Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом часу руслового добігання

Перший вид трансформації враховується через функцію $\psi(t_p/T_0)$, яка вперше була запропонована в роботі [28], яка за своєю сутністю є редуційною і залежить від співвідношення t_p/T_0 , форми водозборів і динаміки припливу води зі схилів до руслової мережі.

Визначається трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$ в рамках операторної структури співвідношенням t_p/T_0 за формулами (2.82) - (2.85).

а) при $t_p/T_0 = 0$

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

б) при $0 < t_p/T_0 < 1,0$

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

в) при $t_p/T_0 \geq 1,0$

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

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0.$$

Слід також відмітити, що як показано в роботах [27-30], до операторного вигляду «схилний приплив - русловий стік» можна привести і структури граничної інтенсивності, в яких також використовується поняття трансформаційна функція. Розглядається при цьому два випадки: малі водозбори і розгалужені річкові системи.

Для невеликих водозборів, які зазвичай моделюються у вигляді прямокутників, що прорізаються водотоком посередині, пропонується нова трансформаційна функція розпластування як $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$, причому:

а) при $t_p < T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n + 1}{n} \frac{1}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n + 1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (4.44)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{1}{t_p}. \quad (4.45)$$

Очевидно також, що нова трансформаційна функція $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ є розмірною – вигляду $\frac{1}{\text{год}}$. Це створює певні незручності при її нормуванні, оскільки T_0 змінюється у вельми широких межах. Для надання $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ безрозмірності домножимо ліву і праву частини (4.44) і (4.45) на T_0 . Тоді

а) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n}; \quad (4.46)$$

б) при $\frac{t_p}{T_0} < 1,0$

$$\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (4.47)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} \geq 1,0$

$$\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{T_0}{t_p}; \quad (4.48)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0, \quad (4.49)$$

де $\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \cdot T_0$ – нормована трансформаційна функція розпластування паводків під впливом часу руслового добігання. Поведінка нормованої функції розпластування у всьому діапазоні $\frac{t_p}{T_0}$ для невеликих водозборів ілюструється (рис. 4.8).

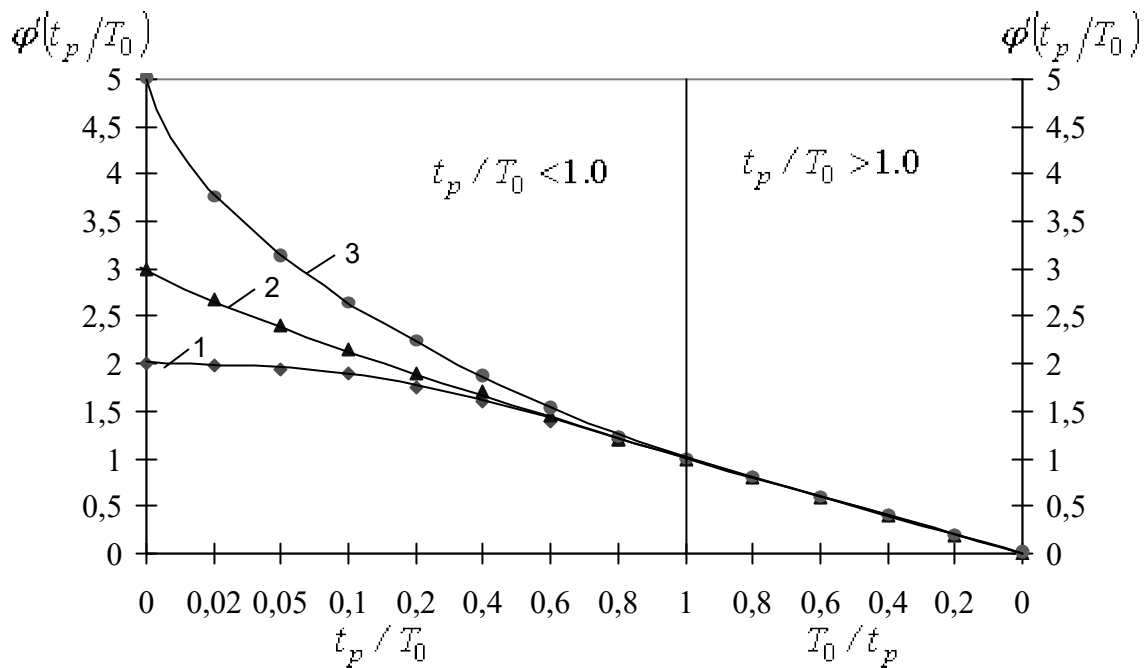


Рис.4.8 - Залежність нормованої функції розпластування $\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$

від співвідношення $\frac{t_p}{T_0}$ (малі водозбори) при n , які дорівнюють:
 1 – 1,0; 2 – 0,5; 3 – 0,25

Показник степеня в рівнянні кривої припливу взятий рівним: 1,0; 0,5 і 0,25. Значення $n = 1,0$ є його верхньою границею для гідрографів паводків і повеней. Що стосується інших величин n , то вони можуть бути і значно нижчі за 0,25, але це по суті не змінює характеру функції $\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$.

З рисунка видно, що найбільші відмінності в поведінці $\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ мають місце в діапазоні $\frac{t_p}{T_0} < 1,0$. В останній, тобто в правій частині приведених вище рисунків, $\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ практично не залежать від форми графіків припливу і співпадають з $\frac{T_0}{t_p}$.

Розглянемо більш загальну модель річкового водозбору, що є розгалуженою гідрографічною системою. Як показано в [27-30], трансформаційна функція розпластування $\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ в цьому випадку дорівнює:

а) при $t_p < T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (4.50)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{1}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right]. \quad (4.51)$$

Нормована трансформаційна функція розпластування стосовно великих водозборів запишеться у вигляді:

а) при $t_p < T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \cdot T_0 = \frac{n+1}{n} \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (4.52)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \cdot T_0 = \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right]. \quad (4.53)$$

Верхнє граничне значення для $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$, як і у разі малих водозборів, співпадає з коефіцієнтом схилової трансформації у часі і дорівнює $\frac{n+1}{n}$, а нижнє (при $\frac{T_0}{t_p} = 0$) – 0. Поведінка функції $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ для великих водозборів ілюструється (рис. 4.9). Від (рис. 4.8) (малі водозбори) останній відрізняється дещо більшими ординатами функції $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ при одних і тих же співвідношеннях $\frac{t_p}{T_0}$ або $\frac{T_0}{t_p}$.

Для того, щоб мати уявлення про ступінь впливу на максимальний стік форми водозборів, проведемо порівняння функцій $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$, розрахованих для малих водозборів (при $n = 0,5$) і розгалужених річкових систем (при $n = 0,5$ і $m_1 = 1,0$). Залежності показані на (рис. 4.10). З них видно, що збіг ординат має місце тільки при $\frac{T_0}{t_p} = 0$, коли

$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n}$ і при $\frac{T_0}{t_p} = 0$, коли $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0$. У решти, очевидно,

форма водозбору істотно впливає на $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ і нехтування в розрахункових схемах цією обставиною не припустиме, причому у всьому діапазоні $\frac{t_p}{T_0}$.

Тому визначення трансформаційної функції розпластування $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ у разі використання модифікованої формули граничної інтенсивності вигляду

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) Y_m \varepsilon_F \quad (4.54)$$

повинно проводитися за формулами (4.52) і (4.53) [28-31].

На встановленні параметрів n і T_0 , що входять у (2.82) - (2.85), а також (4.52) і (4.53) ми зупинилися у п. 4.1. Далі необхідно звернутися до величини t_p , яка являє собою відношення:

$$t_p = \frac{L}{V_\partial}, \quad (4.55)$$

де L – гідрографічна довжина річки, км;

V_∂ – швидкість руслового добігання, км/год.

Проблемі розрахунку швидкостей руслового добігання присвячена численна література, оскільки саме швидкість являє собою один з найважливіших факторів трансформації паводкових хвиль у процесі їхнього руху по руслових системах.

Розробкою формул швидкостей добігання займалися багато відомих учених-гідрологів: Г.О.Алексєєв [32], А.М.Бефані [20], Р.А.Нежіховський [33], М.Ф.Срібний [34], Д.Л.Соколовський [34], Н.В.Лаликін [35], О.Г.Іваненко [36], Є.Д.Гопченко [37], Б.В.Кіндюк [38], та ін.

В останні роки цією проблемою неодноразово займалася й автор цього дослідження. Так у спільній роботі з Є.Д.Гопченком було обґрунтовано параметри формули для визначення швидкості руслового добігання річок України [39]; у співавторстві з Б.В.Кіндюком запропонований варіант розрахунку швидкостей добігання зливових паводків на річках Закарпаття [40]; у сумісній роботі з

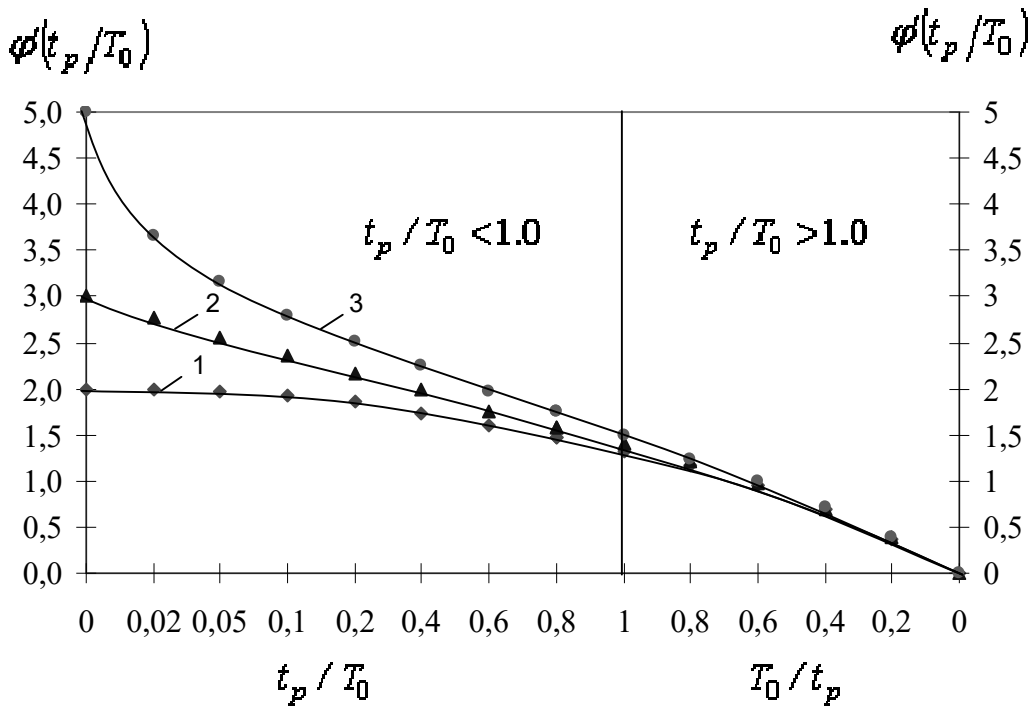


Рис. 4.9 - Залежність нормованої функції розпластування $\tilde{\varphi}(t_p/T_0)$ від співвідношення t_p/T_0 (розгалужені річкові системи – $m_1 = 1,0$) при n , які дорівнюють:
1 – 1,0; 2 – 0,5; 3 – 0,25

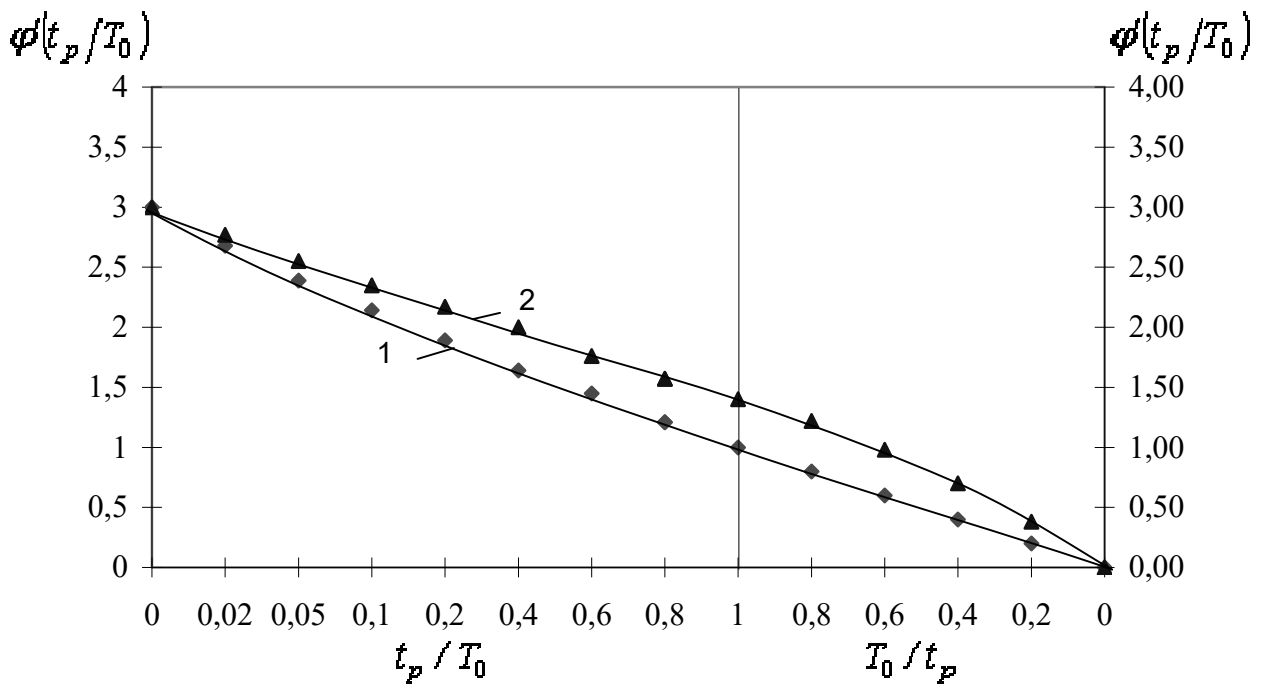


Рис.4.10 – Залежність нормованої функції розпластування $\tilde{\varphi}(t_p/T_0)$ від співвідношення t_p/T_0 : 1 – для невеликих водозборів ($n = 0,5$); 2 – для розгалужених систем ($n = 0,5; m_1 = 1,0$)

Є.Д.Гопченком і Ладжелем Махмудом виконане обґрунтування швидкостей руслового добігання хвиль паводків для річок аридної зони [41], а в роботі [42] у співавторстві з Тодоровою О.І. обґрунтовані параметри формули швидкості руслового добігання хвиль паводків в теплий період року для річок Гірського Криму.

Резюмуючи наведені вище дослідження, основні етапи визначення швидкостей руслового добігання представлені нижче.

В основу більшості формул покладено дані по швидкостях течії. А.М.Бефані вважав, що такі формули можна використовувати тільки для визначення загальних залежностей, а потім уточнювати їх за допомогою так званих «шляхових коефіцієнтів» [20].

Існують підходи, в яких швидкість добігання визначається безпосередньо в саму структуру формули максимального стоку, так, наприклад, Г.О.Алексєєв [32], для знаходження використовував метод ітерації в рамках запропонованої ним розрахункової формули максимального стоку.

Згідно Шезі [34], швидкість руслового добігання залежить від глибини потоків, ухилу водотоків, шорсткості русел і заплав. Використання формули Шезі в практиці гідрологічних розрахунків і прогнозів зустрічає труднощі, пов'язані з тим, що морфометричні характеристики природних потоків (в першу чергу глибина) безперервно змінюються по всій довжині річки від плесів до перекатів. Тому замість формули Шезі

$$V = \frac{1}{n_p} \sqrt{h_{сер} I_p}, \quad (4.56)$$

де n_p – шорсткість русла;

$h_{сер}$ – середня глибина потоку, м;

I_p – ухил водотока, ‰.

Г.О. Алексєєв [32], опираючись на наявність зв'язку між $h_{сер}$ і Q в тому або іншому перерізі русла, запропонував дещо інший її варіант, а саме

$$V = aQ^\alpha I^\beta, \quad (4.57)$$

де a - коефіцієнт, що враховує форму перерізу і шорсткість русла;

α і β - гідравлічні показники. За Г.О. Алексєєвим, $\alpha = 0,25$, а $\beta = 0,33$.

Слід проте відзначити, що обґрунтування параметрів a , α і β обмежується відсутністю матеріалів спостережень за переміщенням повеневих хвиль. У нашому розпорядженні зазвичай є достатньо даних по

швидкостях течії води при вимірюванні витрат води. Але, як правило, ділянки гідрологічних постів вибираються в найбільш сприятливих умовах річок, які характеризуються прямолінійним руслом з відсутністю або досить незначною заплавою. Дослідженнями А.М. Бефані [20], М.В. Лаликіна [35], О.Г. Іваненка [36] та ін. встановлено, що залежності вигляду $V = f(Q)$ не є монотонними. При виході води на заплаву відбувається не тільки уповільнення темпу наростання швидкостей потоку, але навіть їх зниження в деякому діапазоні витрат води. Витрати виходу води на заплаву зазвичай спостерігаються при забезпеченостях витрат води $P \leq 10\%$ і називаються критичними (Q_m).

Для визначення α і β А.М. Бефані [20], опираючись на геометричну схематизацію поперечного перерізу русла, запропонував формули:

$$\alpha = \frac{r}{r+1} \text{ і } \beta = \frac{1}{2(r+1)}, \quad (4.58)$$

де $r = r_0 z$, а z залежить від типу русла ($z = 0,75$ - для природних русел, чистих і зарослих травною; $0,83$ - для значно зарослих чагарником, водоростями; $1,0$ - для сільових потоків, глибоких заплав).

В методиці Р.А. Нежиховського [33]

$$\alpha = \frac{1}{1,5m_0 + 2,5}; \quad \beta = \frac{0,75(m_0 + 1)}{1,5m_0 + 2,5}, \quad (4.59)$$

де m_0 - показник степеня в рівнянні

$$B = b_0 h_m^{m_0}, \quad (4.60)$$

B - ширина річки, м; h_m - максимальна глибина потоку в перерізі, м; b_0 та m_0 - параметри, залежні від шорсткості і форми русел.

Для обґрунтування параметрів формули швидкості руслового добігання на річках України авторами [39] взята модель А. М. Бефані. Отже відповідно до неї, степеневий показник r_0 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 $\bar{r}_0 = 0,75$ - природні русла, чисті і зарослі травною).

Таким чином, формулу (4.57) можна записати у розрахунковому вигляді:

$$V = aQ^{0,33} I^{0,33}. \quad (4.61)$$

Щоб обґрунтувати коефіцієнти a , авторами [39] проаналізовані дані про швидкості 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, як вже відмічалось вище, заведено називати «критичною» ($Q_{кр}$), а відповідну їй швидкість течії - «критичною швидкістю» ($V_{кр}$). Значення $Q_{кр}$ визначені по точках перегину кривих зв'язку витрат і швидкості течії в замикальних створах. Знаючи $V_{кр}$, а також α і β з формули (4.61), для кожного поста можна встановити величини швидкісного коефіцієнта a . Оскільки цей параметр залежить від форми і шорсткості русла, то його не можна, подібно r_0 , осереднити по всіх річках регіону. В цьому випадку краще пов'язати його з характеристиками русла і заплави, наприклад, через площу водозбору F . Із збільшенням площі водозбору швидкісний коефіцієнт a загалом убуває.

Зважаючи на отримані залежності, формулу (4.61) можна записати у вигляді:

$$V_{\partial} = \frac{a_1 Q_{кр}^{\gamma} I_{сер.зв}^{0,33}}{F^{\alpha_1}}. \quad (4.62)$$

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 [39]. З урахуванням отриманих рівнянь, розрахункова формула швидкості добігання для річок України набула вигляду:

$$V_{\partial} = a_2 F^{\alpha_2} I_{сер.зв}^{0,33}, \text{ км/год} \quad (4.63)$$

де a_2 – швидкісний параметр, представлений у табл. 4.2, як і α_2

Таблиця 4.2 - Параметри формули швидкості добігання для річок України [39]

Район Параметр	Лісостепова зона	Полісся	Степова зона	Крим	Карпати
a_2	1,51	1,37	1,19	1,14	1,44
α_2	0,17	0,12	0,14	0,13	0,16

Визначення трансформаційної функції для рівнинних річок України. З урахуванням рівнянь (2.82-2.85), отриманого значення $n=0,09$ і взятого

$m_1=1,0$, можна записати розрахункові рівняння для трансформаційної функції $\psi(t_p / T_0)$ в редакції:

а) при $0 < t_p / T_0 < 1,0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1 - 0,88 \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^{0,09} ; \quad (4.64)$$

б) при $t_p / T_0 \geq 1,0$

$$\psi(t_p / T_0) = 0,082 \frac{T_0}{t_p} \left[2 - 0,52 \left(\frac{T_0}{t_p} \right) \right]. \quad (4.65)$$

Використовуючи рівняння (4.64) і (4.65), для річок рівнинної території України розраховані значення трансформаційної функції, представлені в Додаток. М. Як вже відмічалось раніше, схиловий приплив піддається редукції і тим у більшому ступені, чим більші розміри річок. З іншого боку, величина трансформаційного ефекту залежить від характеру припливу води зі схилів до руслової мережі і будови гідрографічної мережі. Ці твердження добре ілюструються залежностями, отриманими автором для рівнинних річок України (рис.4.11). Як видно з (рис. 4.11а), трансформаційна функція представляє собою функцію спадного вигляду, максимальне значення якої дорівнює 1,0 при $t_p / T_0 = 0$ та практично не залежить від фізико-географічної зони, де розташований водозбірний басейн. Водночас, як показано на (рис.4.11б), має місце досить добра залежність $\psi(t_p / T_0)$ від площі водозборів, яка описується рівняннями експоненціального вигляду зі значущими коефіцієнтами кореляції, та дещо диференційовано за природними зонами. Отже для випадку відсутності морфометричної інформації про водозбор (окрім його площі) трансформаційна функція може визначатись за рівнянням вигляду

$$\psi(t_p / T_0) = e^{-\gamma(\lg(F+1))}, \quad (4.66)$$

де γ - показник степеня, значення якого представлені у табл.4.3

Таблиця 4.3- Величини параметрів рівняння (4.66) для визначення трансформаційної функції $\psi(t_p / T_0)$ невивчених у гідрологічному відношенні річок в межах рівнинної території України

Природна зона	Значення показника степеня γ у формулі (4.66)	Рівень достовірності апроксимації, R^2
зона мішаних лісів	-0,45	0,75
лісостепова зона	-0,43	0,81
степова зона	-0,48	0,80

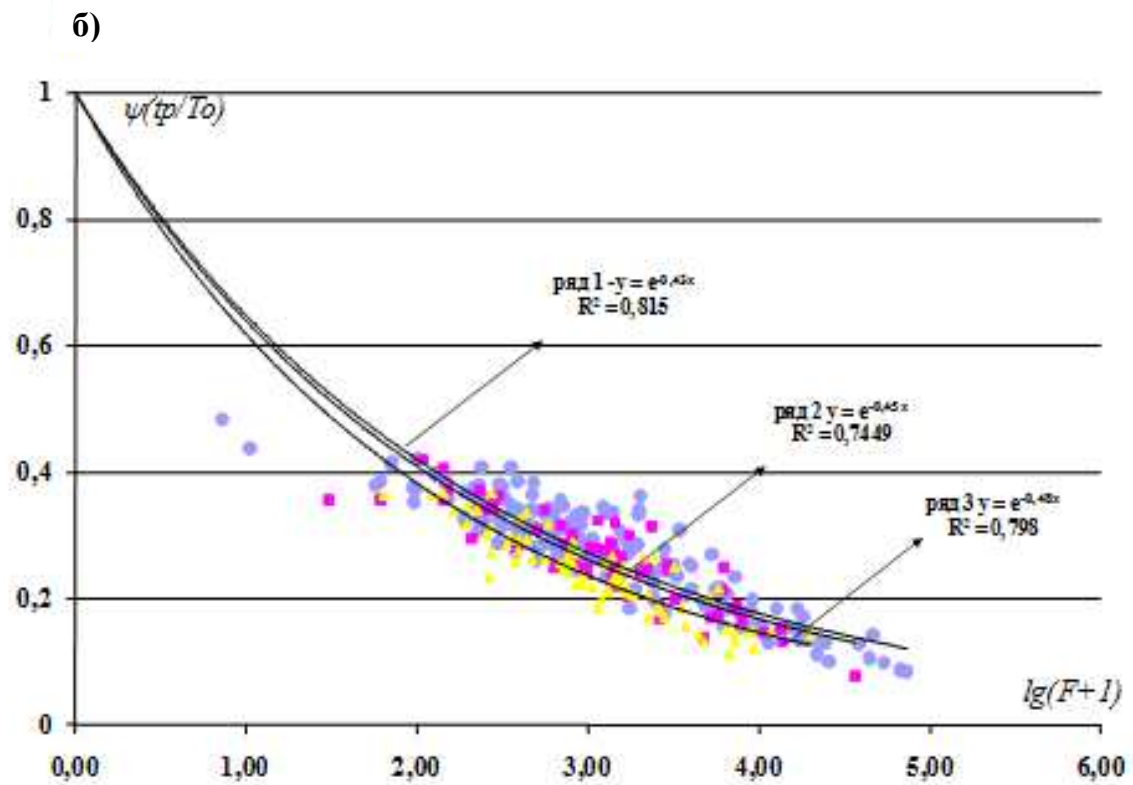
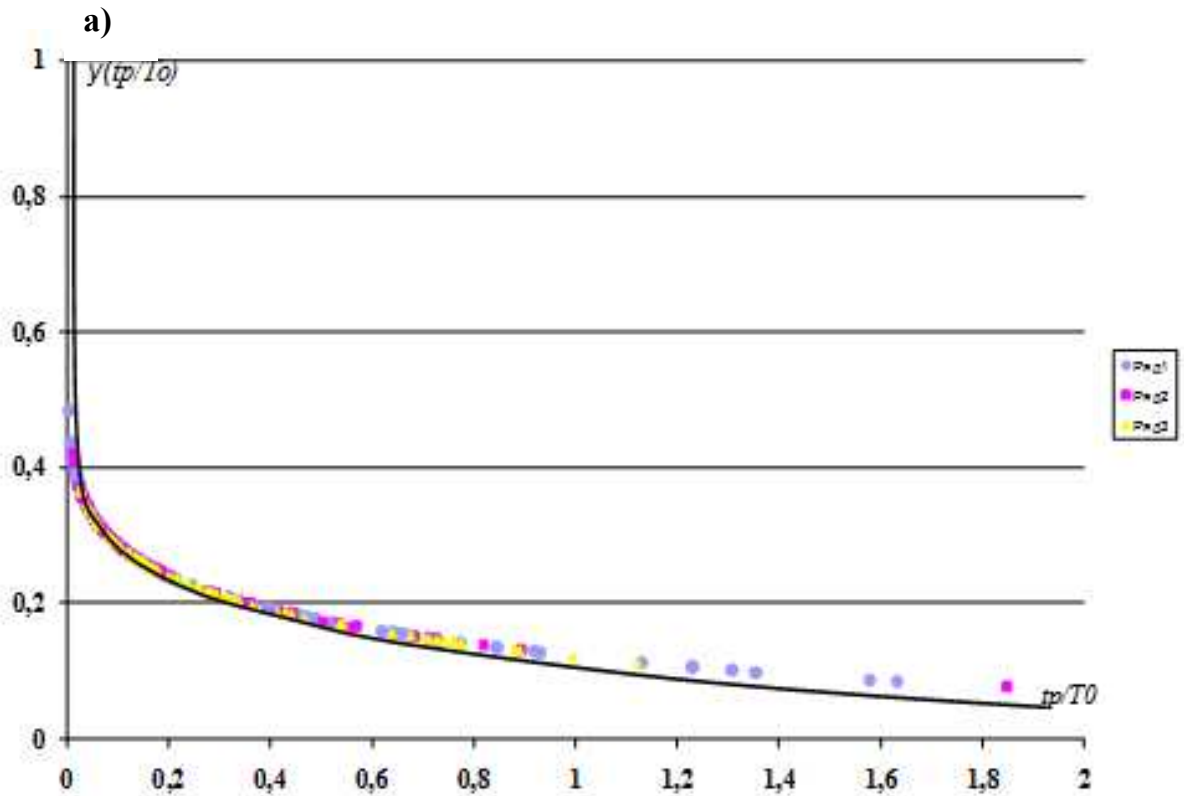


Рис. 4.11- Залежність трансформційної функції $\psi(t_p/T_0)$ від співвідношення t_p/T_0 (а) і площі водозборів (б) рівнинних річок України: ряд 1 - лісостепова зона; ряд 2- зона мішаних лісів; 3- степова зона.

4.2.2 Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом русло-заплавного регулювання

У пропонованій схемі русло-заплавне регулювання враховується за допомогою коефіцієнта ε_F . Слід відзначити, що русло-заплавна трансформація – одне з найменш досліджених питань у розрахункових схемах максимального стоку. Зумовлено таке положення насамперед через відсутність фактичних матеріалів спостережень і крайньою складністю процесів русло-заплавного водообміну і регулювання по довжині річок. Як справедливо відзначає Р.А. Нежиховський [33], 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 А.В. Огієвський [43] 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 аерофотозніманих розливів. Поки можна зауважити, що останні високою точністю не відрізняються.

Н.Ф. Бефані [44], допускаючи, що: а) площі перерізу заплавного (ω_n) і підруслового (ω_a) потоків пов'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:

$$\varepsilon_F = \left(1 + a_F \frac{b_n}{F^n} \right)^{-1}, \quad (4.67)$$

де a_F – параметр, пов'язаний зворотною залежністю з індексом зволоження як характеристикою ступеня заповнення ємності регулювання;

b_n – ширина заплави на замикальний ділянці, м.

Використання залежності вигляду (4.67) вкрай утруднено, тому що точність даних про ширину заплав b_n є не дуже високою. Що стосується запропонованої в [44,45] формули, то з огляду на (4.67), її можна було б спростити, виразивши ε_F тільки в залежності від F .

Дослідження [46] показали, що ε_F знаходиться в більш складному взаємозв'язку зі стокоформуючими факторами, ніж це впливає з рівняння (4.67). Істотно впливає на ε_F (особливо в діапазоні $t_p/T_0 < 1.0$) форма гідрографів схилового припливу. У цій же роботі наводяться рівняння, що дозволяють прямим шляхом визначати коефіцієнт русло-заплавного регулювання:

а) при $t_p/T_0 < 1.0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m} \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]^{-1}; \quad (4.68)$$

б) при $t_p/T_0 \geq 1.0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m} \frac{n + 1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]^{-1} \quad (4.69)$$

Визначення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання та водообміну. На перший погляд може показатися, що розрахунок ε_F за допомогою (4.68) чи (4.69) особливих труднощів не становить, тому що вхідні в них параметри фізично чітко визначені, а методики їхнього встановлення описані вище. Але це не зовсім так. Істотні труднощі виникають при обґрунтуванні розрахунку q_m/q'_m .

Нами показано, що q_m/q'_m досить просто можна одержати в рамках редукційної формули (2.26). Але, як показано у розд.2, при перевірці на відповідність фізичним вимогам це рівняння відповідає їм лише у тундровій і лісотундровій зонах, а в інших зонах мають місце досить суттєві розбіжності. Нам вважається більш обґрунтованим інший методичний підхід при визначенні n_1 у редукційному комплексі

$$q_m/q'_m = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}} \quad (4.70)$$

Він полягає в прямому обчисленні q'_m для кожного з водозборів на базі (2.87). Потім по наявних рядах обчислюється відношення і будується графік зв'язку $q_m/q'_m = f[\lg(F + 1)]$, по якому і встановлюється n_1 .

Для рівнинних річок України за даними 340 водозборів побудована залежність вигляду $q_m/q'_m = f[\lg(F + 1)]$, представлена на (рис.4.12.) Досліджувана залежність виражена дуже добре з коефіцієнтом кореляції, який відноситься до категорії вельми значущої ($r = 0.96$) та дозволяє досить надійно визначити шукане значення n_1 на рівні 0,40.

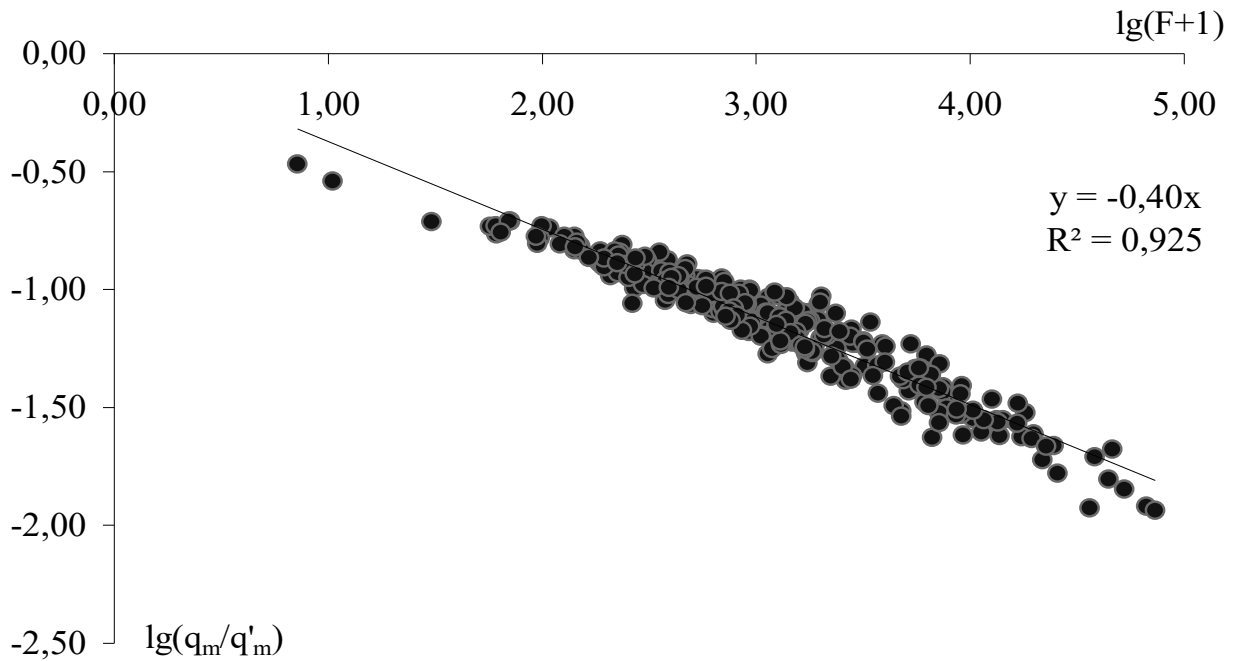


Рис. 4.12- Залежність коефіцієнтів загальної редукції від площі водозборів на рівнинних річках України

Надалі величини коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F , обчислені за викладеною схемою, розраховані для всіх річок досліджуваної території, а результати представлені в Додатку М. Слід зазначити, що виявляється чітко виражена закономірність убування ε_F з ростом площі водозборів (рис. 4.13), також як і трансформаційної функції $\psi(t_p/T_o)$.

В загальному вигляді залежність коефіцієнта ε_F від площі водозборів можна представити рівнянням вигляду:

$$\varepsilon_F = e^{-0,47 \lg(F+1)} . \quad (4.71)$$

В цілому використання експоненціальної функції для апроксимації отриманої залежності дає добрий результат, що зумовлено досить високим кореляційним відношенням ($r = 0.89$). Але, як показано на (рис. 4.13а), в області малих площ водозборів ($F < 100 \text{ км}^2$) мають місце досить великі розбіжності між експоненціальною кривою і значеннями ε_F .

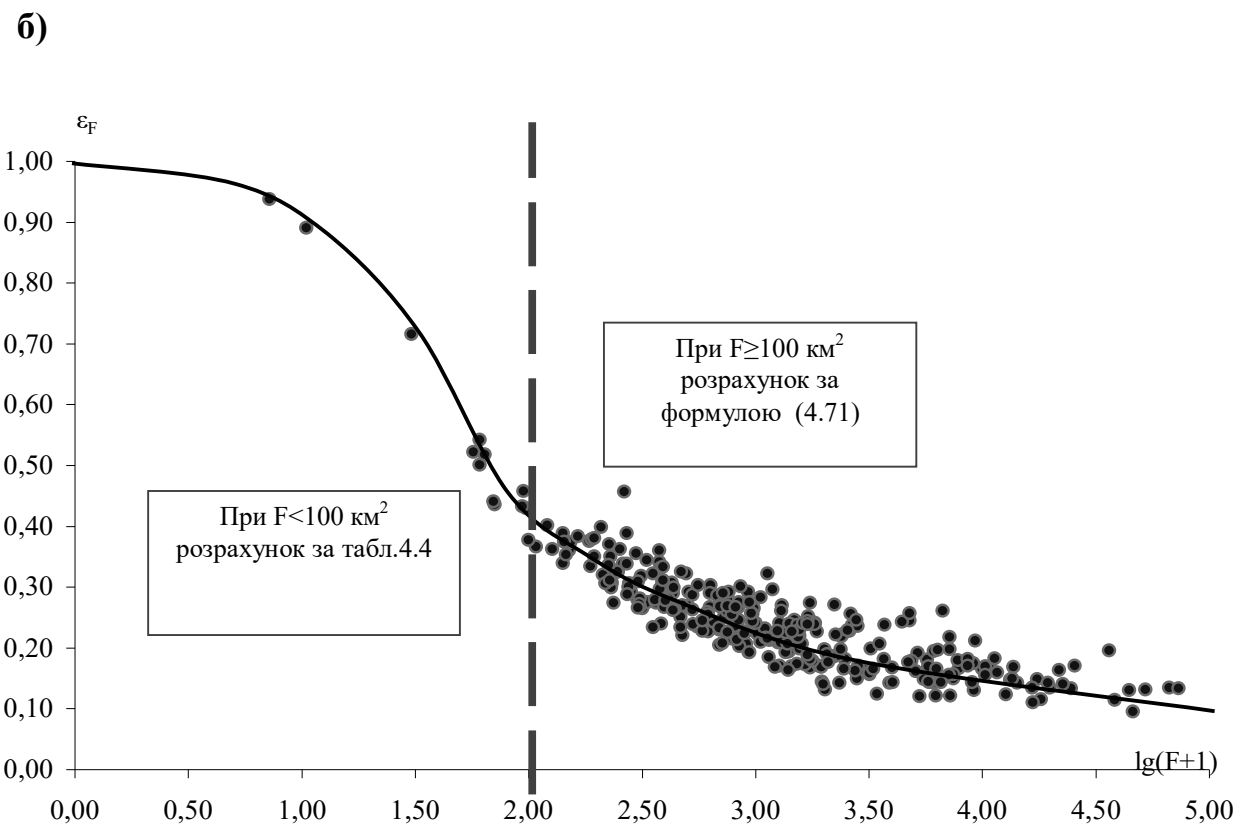
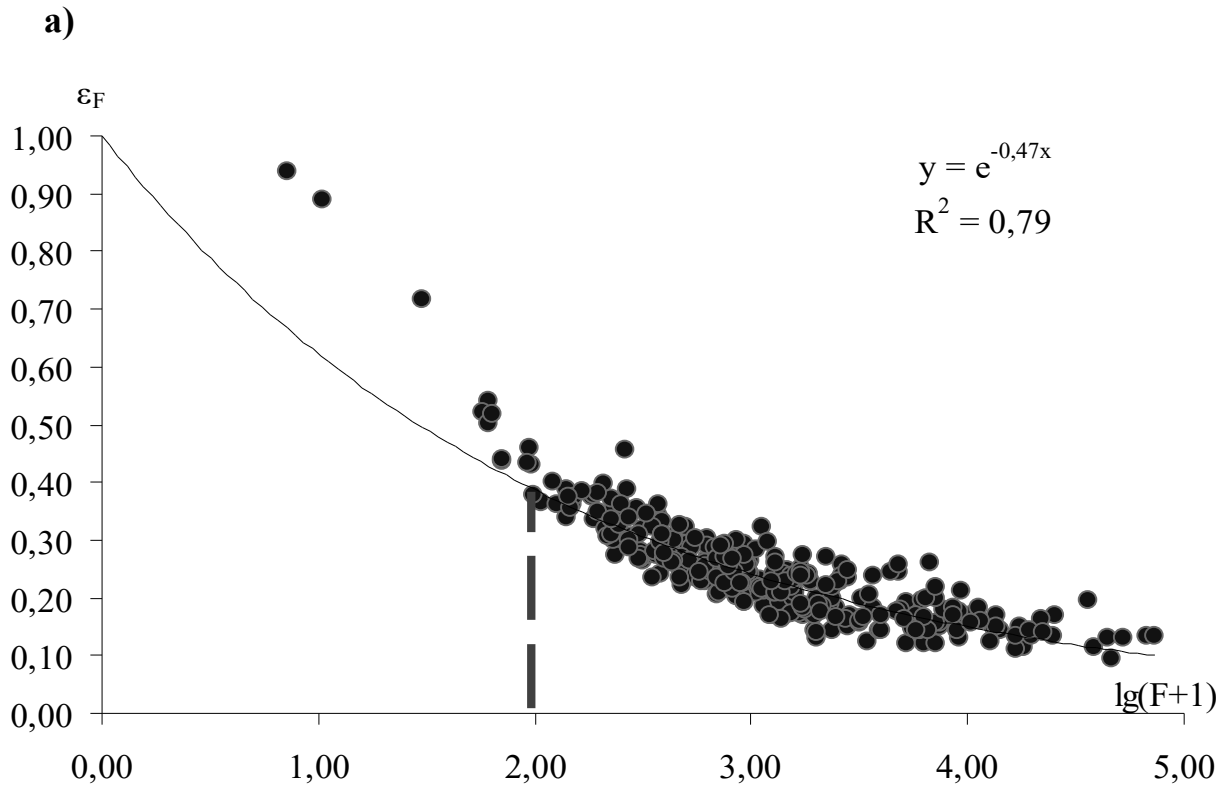


Рис. 4.13 - Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання від площі водозборів рівнинних річок України: (а) - на основі експоненціальної функції, (б) - з окремим врахуванням малих водозборів до 100 км^2 .

Отже, з метою підвищення точності розрахунків для малих водозборів пропонується використовувати криву, яка показана на (рис.4.13б). Розрахункові значення ε_F для цих водозборів представлені в табл. 4.4.

Таблиця 4.4- Коефіцієнти русло-заплавного регулювання рівнинних річок України при $F < 100 \text{ км}^2$

$F, \text{ км}^2$	0	10	20	50	100
ε_F	1	0,95	0,87	0,62	0,43

4.3 Оцінка можливого впливу озер і водосховищ на максимальний стік весняного водопілля

До водойм проточного типу відносяться: озера, водосховища, ставки. Маючи регулюючі ємності, вони, у залежності від їх розмірів, спроможні в тому або іншому степені трансформувати гідрографи паводків і водопіль. Не зупиняючись на докладному 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 [47]. Коефіцієнт трансформації максимальної витрати води водосховищем r є відношення

$$r = \frac{(Q_m)_2}{(Q_m)_1} = 1 - \frac{\Delta V}{W}, \quad (4.72)$$

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

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

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

W - об'єм паводка.

Подібну за структурою формулу для визначення коефіцієнта зарегулювання (зниження) максимальної витрати водосховищем запропоновано й В.І. Мокляком [48], як показано в розд.2, вона має вигляд (2.37)

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

де W_1 – регулюючий об'єм водосховища, створ греблі якого замикає водозбірну площу $f_1, \text{ км}^3$;

S_1 – стік з водозбірної площі $f_1, \text{ км}^3$;

n – показник степеня, який для весняного водопілля беруть на рівні 0,75.

Оцінка r по формулах вигляду (4.72) та (2.37) 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 поданий у СНиП 2.01.14-83 [49]

$$r = \frac{I}{I + cf'_{o3}}, \quad (4.73)$$

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

f'_{o3} - середня зважена озерність

$$f'_{o3} = \sum_{i=1}^N (100F_{o3}F_i / F^2), \quad (4.74)$$

f_{o3} - площа водного дзеркала i -ї водойми, км²;

F_i - площа водозбору озера, км².

При відсутності даних про площі водозборів окремих водойм рекомендується f'_{o3} визначати за формулою:

$$f'_{o3} = 0,36(f_{o3} - 2), \quad (4.75)$$

де f_{o3} - відносна озерність у %

$$f_{o3} = \frac{\omega_i}{F}, \quad (4.76)$$

ω_i - площа водного дзеркала i -го озера, км².

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%.

4.4 Перевірні розрахунки за базовою операторною методикою

Для розрахунку максимального стоку весняного водопілля різної ймовірності перевищення рівнинних річок України рекомендується формула:

$$q_p = q'_{1\%} \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F r \lambda_p, \text{ м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2,$$

де $q'_{1\%}$ - розрахунковий модуль схилового припливу 1-відсоткової ймовірності перевищення;

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

ε_F – трансформаційна функція, яка 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-відсоткової 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 , ‰), заболоченість водозбору (f_o , ‰). Розрахунок опорного значення $q_p = q'_{1\%}$ здійснюється в такій послідовності:

1. Максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ обчислюється за формулою

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + \Sigma X)_{1\%} \eta, \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2),$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу до руслової мережі;

T_0 – тривалість схилового припливу, (год);

η – коефіцієнт стоку;

S_m – максимальні снігозапаси до початку водопілля, мм;

ΣX – кількість опадів від дати S_m до закінчення водопілля, мм;

1.1 Коефіцієнт нерівномірності схилового припливу в період весняного водопілля $(n+1)/n$ для рівнинних річок України дорівнює 12,51.

1.2 Тривалість схилового припливу T_0 визначається у такому порядку:

- За картою (рис.4.5) по геометричному центру водозбору визначається величина T_0 (за умови $f_o = 0$ і $f_l = 0$);
- За схемою районування (рис.4.2) визначається район, до якого відноситься водозбір;
- З табл.4.1, відповідно до району, визначаються величини a_{k_o} та a_{k_l} ;

- За формулами (4.41) та (4.43) визначаються коефіцієнти впливу заболоченості (k_{δ}) і залісеності ($k_{л}$) на тривалість схилового припливу T_0 (год);
- З урахуванням отриманих коефіцієнтів розраховується шукана величина T_0 за формулою вигляду:

$$T_0 = (T_0)_{f_{л}=0, f_{\delta}=0} \cdot k_{л} \cdot k_{\delta}. \quad (4.77)$$

1.3 Коефіцієнт стоку η визначається через коефіцієнт стокоутворення (η_0), який, в свою чергу, визначається по геометричному центру водозборів за картою (рис.3.49) та з урахуванням коефіцієнта впливу розміру водозборів на втрати стоку весняного водопілля - k_{η} . Коефіцієнт k_{η} визначається за формулою (3.25). Отже остаточне значення коефіцієнта стоку для рівнинних річок України визначається за формулою вигляду:

$$\eta = \eta_0 \cdot k_{\eta}. \quad (4.78)$$

1.4 Сумарна водоподача на водозбір визначається як

$$(S_m + \sum X)_{1\%} = (\bar{S}_m + \sum X)k_{1\%}, \quad (4.79)$$

де \bar{S}_m - середня багаторічна величина максимальних снігозапасів на початок водопілля, яка знімається з карти (рис.3.39) по геометричному центру водозборів. Для врахування розбіжності у снігозаписах в полі і в лісі снігозапаси на басейні визначаються як середньозважене значення за формулою (1.2);

$\sum X$ - кількість опадів за період весняного водопілля, яка встановлюється за формулою (3.1);

$k_{1\%}$ - модульний коефіцієнт забезпеченістю $P=1\%$, який розраховується за допомогою таблиць трипараметричного гама-розподілу, маючи на увазі, що $k_{1\%} = f(P=1\%; C_v; C_s/C_v)$. Значення коефіцієнта варіації максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля визначаються за картою (рис. 3.42), а величини C_s/C_v , - в залежності від природної зони дорівнює:

- Зона мішаних та широколистяних лісів - $C_s/C_v = 1,5$;
- Зона лісостепова - $C_s/C_v = 2,0$;
- Зона степова - $C_s/C_v = 3,0$.

2. Трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$, в залежності від співвідношення t_p/T_0 розраховується за формулами (4.65-4.66).

2.1 Час руслового добігання t_p , в свою чергу, визначається за формулою (4.55) через довжину річки та швидкість руслового добігання.

2.2 Швидкість руслового добігання V_{δ} визначається за формулою (4.63) з урахуванням параметрів, наведених у табл.4.2.

2.3 У випадку відсутності морфометричної інформації про водозбір (окрім його площі) можливий розрахунок трансформаційної функції за формулою (4.66) і з використанням даних табл.4.3 в залежності від природної зони.

3. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F установлюється за формулою (4.71) і табл.4.4 в залежності від площі водозбору.

4. Коефіцієнт руслової трансформації r , пов'язаний з регулюванням паводків озерами, водосховищами і ставками проточного типу. Його рекомендується обчислювати за формулою (4.73), що міститься в нормативному документі СНиП 2.01.14-83.

5. Якщо є необхідність переходу від опорної 1-відсоткової забезпеченості до інших ($P=3,5,10\%$), тоді за табл.3.9 визначається коефіцієнт забезпеченості λ_p .

6. Результати перевірних розрахунків представлені в Додатку Н та на (рис.4.14) і свідчать про те, що середнє відхилення розрахункових величин від вихідних значень становить $\pm 20.5\%$. Це повною мірою відповідає точності вимірювання максимальних витрат води на стаціонарній мережі Гідрометслужби України й точності вихідної інформації по витратах води $Q_{1\%}$, яка дорівнює $\pm 21.4\%$.

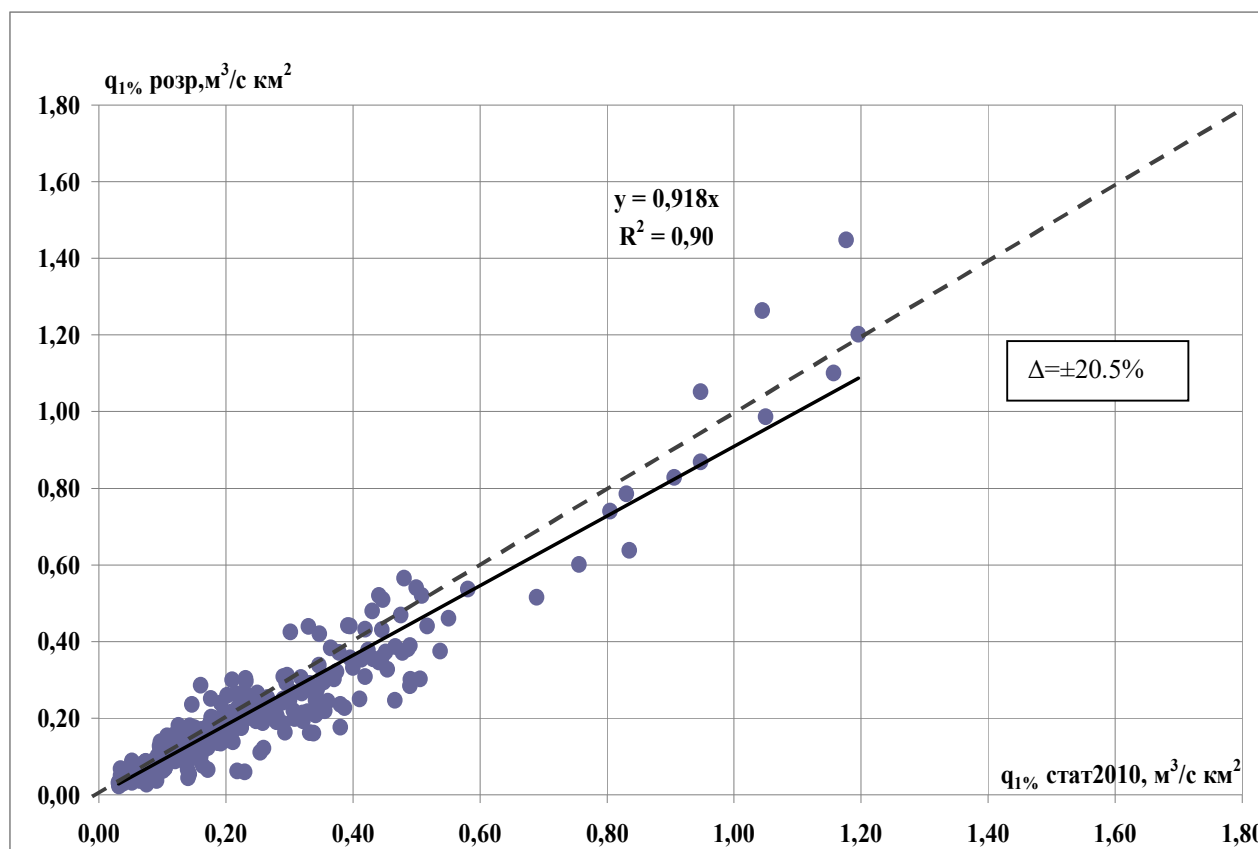


Рис.4.14 - Порівняння максимальних модулів стоку весняного водопілля, розрахованих за базовою операторною методикою (вісь ординат) і за даними статистичної обробки до 2010р.(вісь абсцис);
 - - - - - лінія рівних значень.

РОЗДІЛ 5

РЕАЛІЗАЦІЯ РОЗРАХУНКОВОЇ МЕТОДИКИ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В УМОВАХ ЗМІН КЛІМАТУ

Проблема зміни клімату і можливих наслідків для всіх галузей людської діяльності та різних геосфер в цілому, є однією з найдискусійніших у світі в останні десятиріччя. Безумовним є одно - цю проблему не можна залишати без уваги, й особлива роль тут належить вченим в галузі наук про Землю.

Міжурядова група експертів зі зміни клімату (МГЕЗК) була спільно заснована в 1988 році Всесвітньою Метеорологічною Організацією (ВМО) і Програмою Організації Об'єднаних Націй з навколишнього середовища (ЮНЕП) з метою оцінити наукову інформацію, яка відноситься до проблеми зміни клімату, а також все, що необхідно для оцінки екологічних і соціально-економічних наслідків, і розробити практично здійсненні стратегії реагування. З цього часу багатотомні оцінки МГЕЗК зіграли визначальну роль з надання допомоги урядам у виборі і здійсненні політики реагування на зміну клімату, зокрема у відповідь на потреби в авторитетних консультаціях на адресу конференції Сторін (КС) Рамкової конвенції Організації об'єднаних Націй зі зміни клімату (РКЗК ООН), яка була прийнята в 1992 році, і її Кіотського протоколу 1997 року [1].

З часу свого заснування МГЕЗК випустила серію Доповідей про оцінку (1990, 1995, 2001 2007 і останній 2014 року), спеціальних доповідей, технічних документів і доповідей про методології, які стали постійно цитованими роботами, широко використовуються політиками, вченими та іншими експертами.

На початок написання автором цієї роботи була доступна до використання четверта оцінна доповідь [1], але у 2014р. опублікована остання, п'ята доповідь [2]. Отже розглянемо, коротко, рекомендації обох варіантів.

5.1 Оцінка можливого впливу змін клімату на водність річок згідно з даними глобального кліматичного моделювання

В сумісній роботі автора з Є.Д.Гопченко та І.Г.Семеновою [3] показано, що підґрунтям для сучасних досліджень проєкцій змін клімату і водних ресурсів є чотири основні сюжетні лінії СДСВ (Спеціальна доповідь про сценарії викидів, в рамках яких розглядається низка можливих змін чисельності населення і економічної активності протягом ХХІ століття [4;5]). Кожна сюжетна лінія представляє різні демографічні, соціальні, економічні, технологічні й екологічні події та охоплює широкий

перелік основних чинників, які визначають викиди парникових газів і сірки. Кожен сценарій є фактично кількісним тлумаченням однієї з чотирьох сюжетних ліній. Всі сценарії, основані на одній і тій же сюжетній лінії, утворюють сценарну „сім'ю”. В рамках окремої сценарної „сім'ї” розроблені два основних види сценаріїв - сценарії з погодженими припущеннями щодо глобального населення, економічного зростання і кінцевого використання енергії і сценарії з альтернативним кількісним визначенням сюжетної лінії.

В сценаріях А1 і В1 передбачається, що в світовій економіці домінуватиме глобальна торгівля і об'єднання, причому в сценарії А1 очікується найшвидше зростання економіки на душу населення, в В1 – дещо повільніший. В цілому, всі сценарії СДСВ описують суспільство з підвищеним ніж сьогодні рівнем доходів, при цьому сукупний світовий валовий національний продукт виросте до 2100 р. в 10-26 раз в порівнянні з сьогоднішнім. Всі сценарії передбачають скорочення відмінностей в рівні доходів між різними регіонами, причому технологія буде такою ж важливою рушійною силою, як і демографія.

Згідно регіональних проєкцій змін клімату, які були опубліковані четвертій оціночній доповіді 2007 р[1]:

- найбільш сильне потепління очікується на суші, причому найбільше в найвищих північних широтах, а найменше - по Південному океану і північним районам Атлантичного океану, що продовжить тенденції, які спостерігаються на початку ХХІ сторіччя (рис. 5.1);

Географічний розподіл приземного потепління

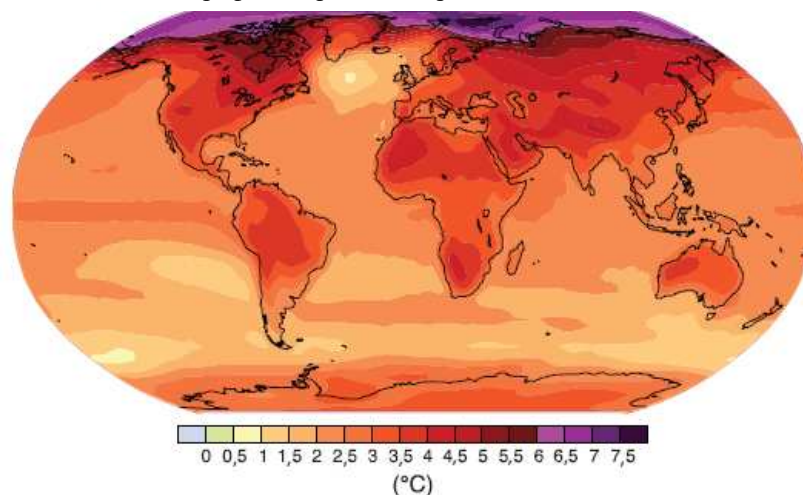


Рис.5.1 - Проєкції приземної температури на кінець ХХІ сторіччя (2090-2099) - усереднена проєкція декількох моделей МОЦАО для сценарію А1В СДСВ. Усі температури представлені по відношенню до періоду 1980-1999рр.

- площа снігового покриву зменшиться, збільшиться глибина відтавання вічної мерзлоти в більшості районів і зменшиться протяжність морського льоду; в деяких проєкціях з використанням сценаріїв СДСВ

арктичний морський лід наприкінці літа зникне майже повністю до кінця XXI століття;

- досить імовірно, що повторюваність екстремально високих температур, хвиль тепла і сильних опадів буде зростати;

- відбудеться зміщення в напрямку до полюсів траєкторій позатропічних циклонів з відповідними змінами режиму вітрів, опадів і температури;

- дуже ймовірне збільшення кількості опадів у високих широтах і, ймовірно, зменшення їх кількості в більшості субтропічних районів суші, що підтверджується характером змін, які спостерігаються в останні часи;

- високий ступінь достовірності того, що в середині століття щорічний річковий стік і водозабезпеченість, згідно з проєкціями, збільшиться у високих широтах (і в деяких вологих тропічних районах) і зменшаться в деяких посушливих регіонах в середніх широтах і тропіках. Існує також високий ступінь достовірності того, що багато напівпосушливих регіонів (наприклад, Середземноморський басейн, західна частина США, Південна Африка і північно-східна Бразилія) страждатимуть від скорочення водних ресурсів внаслідок змін клімату.

Окремий розділ в доповіді присвячений змінам в гідрологічному циклі [1,6]. Як очікується, зміна клімату посилить нинішні навантаження на водні ресурси в результаті зростання народонаселення, економічних змін і змін в землекористуванні, включаючи урбанізацію. У регіональному масштабі життєво важливу роль для забезпечення прісною водою буде відігравати сніговий покрив гір, льодовики і невеликі льодовикові куполи. Згідно проєкціям, широкомасштабні втрати льодовикової маси і скорочення снігового покриву, що спостерігалися в останні десятиліття, будуть відбуватися швидшими темпами протягом XXI століття, зменшуючи водозабезпеченість, потенціал для вироблення гідроелектроенергії і змінюючи сезонний характер водних потоків в регіонах, що живляться талою водою з великих гірських масивів (наприклад, Гіндукуш, Гімалаї, Анди), де в даний час проживає більше однієї шостої частини світового населення.

Зміни температури (рис.5.2) і опадів (рис.5.3) ведуть до змін стоку (рис.5.4) і водозабезпеченості. Згідно проєкціям, існує високий ступінь достовірності збільшення стоку на 10-40% до середини століття в більш високих широтах і в деяких вологих тропічних районах, включаючи густонаселені райони в Східній і Південно-Східній Азії, і зменшення на 10-30% в деяких посушливих регіонах в середніх широтах і посушливих тропічних районах в результаті зменшення опадів і більш високих показників евапотранспірації. Існує також високий ступінь достовірності того, що напівпосушливі райони постраждають в результаті зменшення водних ресурсів, спричиненого зміною клімату.

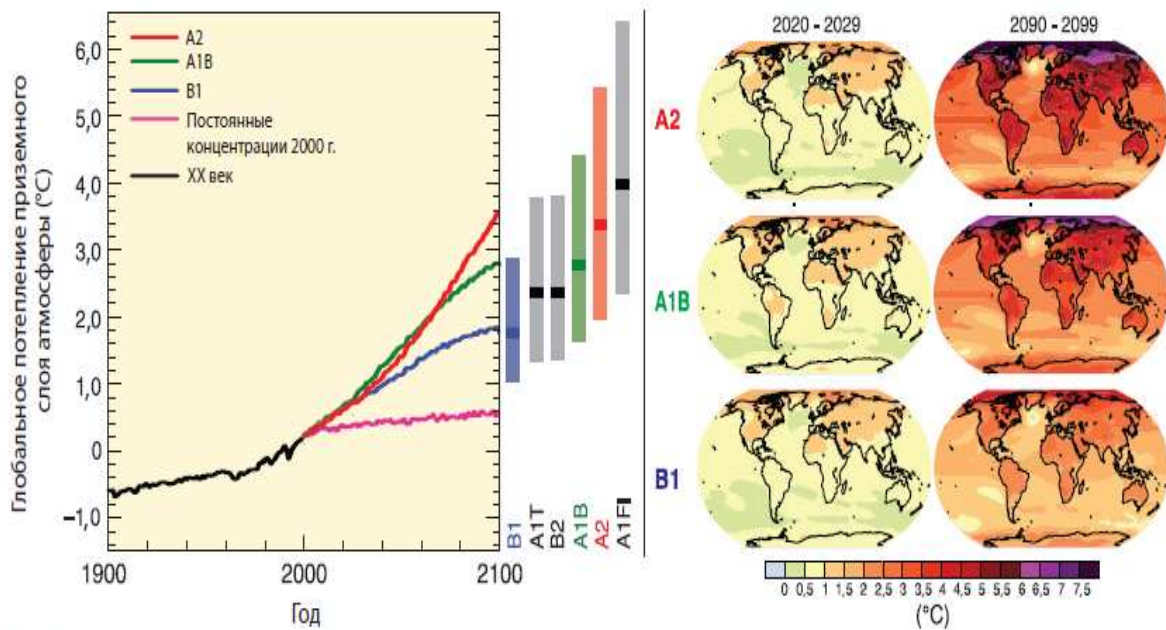


Рис.5.2 – Потепління приземного шару атмосфери згідно з проєкціями загальної циркуляції системи атмосфера-океан [1].

Пояснення до (рис.5.2.) Суцільні лінії представляють собою мультимодельні глобальні середні значення приземного потепління (відносно 1980-1999 років) за сценаріями А2, А1В і В1 СДСВ, які побудовані в результаті моделювання. Рожева лінія відповідає експерименту, при якому концентрації бралися постійними на рівні 2000 року. Сірі стовпчики праворуч позначають найкращу оцінку (суцільна лінія в кожному стовпчику) і ймовірний діапазон, оцінений для шести сигнальних сценаріїв СДСВ в період 2090-2099 рр. порівняно з 1980-1999 рр. Аналіз найкращої оцінки та ймовірних діапазонів, показаний за допомогою вертикальних стовпчиків в лівій частині рисунка, включає моделі загальної циркуляції атмосфера-океан (МЗЦАО), а також результати, отримані на основі ієрархії незалежних моделей обмежень при проведенні спостережень. Права частина: Проекції зміни приземної температури на початок і кінець ХХІ століття в порівнянні з періодом 1980-1999 рр. Ці зображення показують мультимодельні середні проєкції МЗЦАО для сценаріїв А2 (нагорі), А1В (в середині) і В1(внизу) СДСВ, усереднені за десятиріччя 2020-2029 роки (ліворуч) і 2090-2099 роки (праворуч)[1].

Мультимедійні проєкції змін режиму опадів

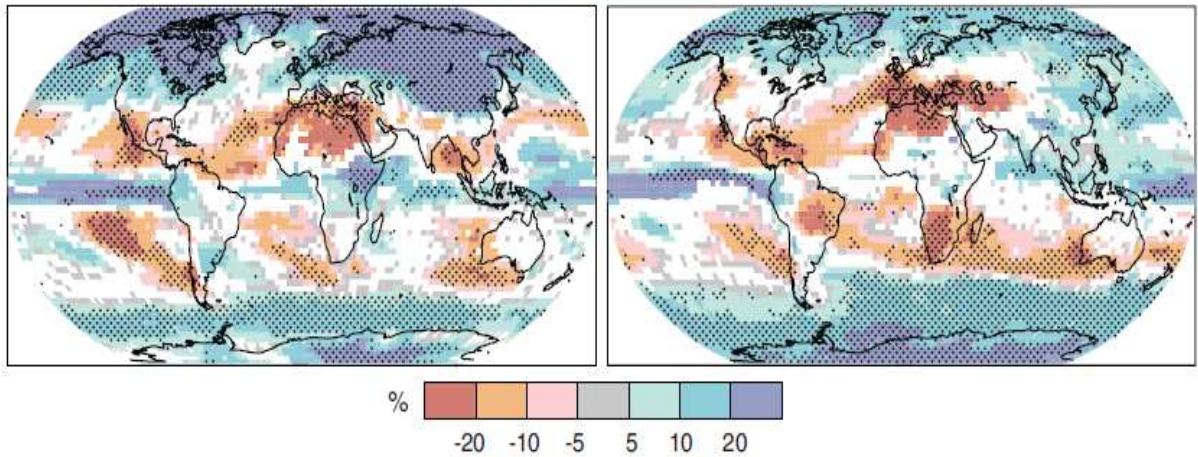


Рис.5.3 - Відносні зміни кількості опадів (у відсотках) за період 2090-2099 роки в порівнянні з 1980-1999 роками [1].

Пояснення до (рис.5.3.) Значення представляють собою мультимодельні середні величини, основані на сценарії А1В СДСВ за період грудень-лютий (зліва) і червень-серпень (праворуч). Білі ділянки - це місяці, де менше 66% моделей дають однаковий знак зміни, а пунктирні частини - це місяці, де більше 90% моделей дають однаковий знак зміни)[1].

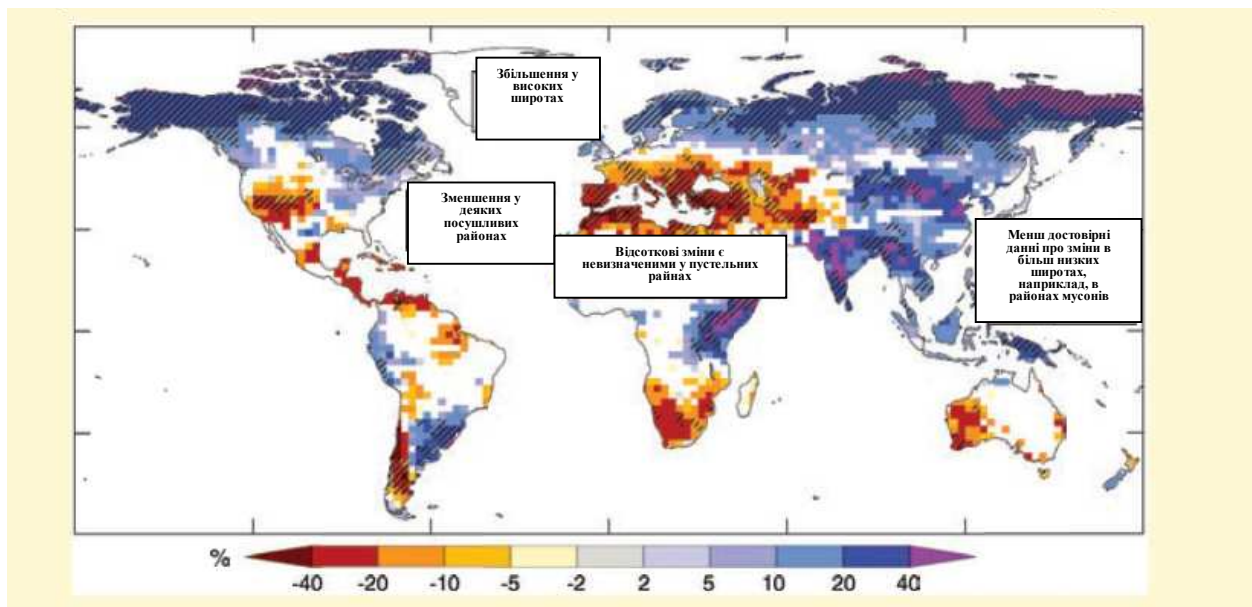


Рис.5.4 - Великомасштабні відносні зміни річного стоку(водозабезпеченість, у відсотках) в період 2090-2099 рр. порівняно з 1980-1999 рр.[2].

Площі схильних до посухи районів, згідно проєкціям, збільшаться, що може мати негативні наслідки для численних секторів, наприклад, сільського господарства, водопостачання, виробництва енергії та охорони здоров'я.

Розглянемо прогнорзовані зміни стоку, які представлені на (рис.5.4). Представлені на ньому величини показують середнє значення вибірки з 12 кліматичних моделей з використанням сценарію A1B СДСВ. Білі ділянки відображають райони, в яких менше 66% з 12 моделей збігаються за знаком зміни, а заштриховані ділянки показують райони, в яких більше 90% моделей узгоджуються за знаком зміни.

Якість моделювання великомасштабного стоку в ХХ столітті використовується як основа для відбору 12 моделей з мультимодельного ансамблю. Автори [1] відмічають, що глобальна карта річного стоку дається у великому масштабі і не призначена для позначення менших часових і просторових масштабів. У районах, в яких рівень дощових опадів і стік є надто низькими (наприклад, пустельні райони), невеликі зміни стоку можуть привести до значних відсоткових змін. У деяких регіонах знак проєкцій змін стоку відрізняється від спостережуваних тенденцій у теперішній час. У деяких районах, для яких проєкції дають збільшення стоку, очікуються інші сезонні наслідки, такі як збільшення стоку під час вологого сезону і його зменшення в посушливий сезон. Дані досліджень з використанням результатів невеликої кількості кліматичних моделей можуть значною мірою відрізнятися від результатів, представлених в документі [1].

У регіональному масштабі проєкції дають значне збільшення попиту на воду для цілей іригації в результаті зміни клімату. Негативні наслідки зміни клімату для прісноводних систем переважають вигоди від нього (високий ступінь достовірності). Райони, в яких, згідно проєкціям, зменшиться стік, стикаються з проблемою зниження вартості послуг, що надаються завдяки водним ресурсам (дуже високий ступінь достовірності). Позитивні наслідки збільшення щорічного стоку в деяких районах зводяться, ймовірно, нанівець в результаті негативних впливів на водопостачання, якість води і посилення небезпеки повеней внаслідок зростаючої мінливості режиму опадів і порушень сезонного розподілу стоку.

Проведені дослідження свідчать про значне збільшення в майбутньому сильних дощових опадів у багатьох районах, в тому числі в деяких районах, в яких, згідно проєкціям, середня кількість опадів зменшиться. Збільшений в результаті цього *ризик повеней* створює серйозні проблеми для населення, фізичної інфраструктури та якості води.

Ймовірно, що до 20% світового народонаселення буде проживати в районах, в яких потенційна можливість *річкових повеней* може зрости до 2080-х років. Згідно проєкціям, збільшення частоти і суворості повеней і засух негативно вплине на сталий розвиток. У прибережних районах

підвищення рівня моря посилить брак водних ресурсів внаслідок засолення джерел підземних вод.

У преамбулі п'ятої оцінної доповіді [2], відзначається, що з моменту виходу четвертої оцінної доповіді ДО4 [1] експерименти, спостереження і моделі, які використовуються для оцінки майбутніх впливів і ризиків, були удосконалені, при цьому покращилося розуміння досліджуваної проблеми в рамках секторів і регіонів. Наприклад, удосконалення бази знань дозволило розширити оцінку ризиків для безпеки людини і засобів існування, а також для океанів. Для деяких аспектів змін клімату і впливу змін клімату зменшилась невизначеність у відношенні майбутніх результатів. Для інших аспектів невизначеність зберігається.

У матеріалах П'ятої оцінної доповіді Міжурядової групи експертів по зміні клімату (МГЕЗК) використовується новий набір сценаріїв, а саме Репрезентативні траєкторії концентрацій (РТК) (рис.5.5) [2]. 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 оцінній доповіді [1].

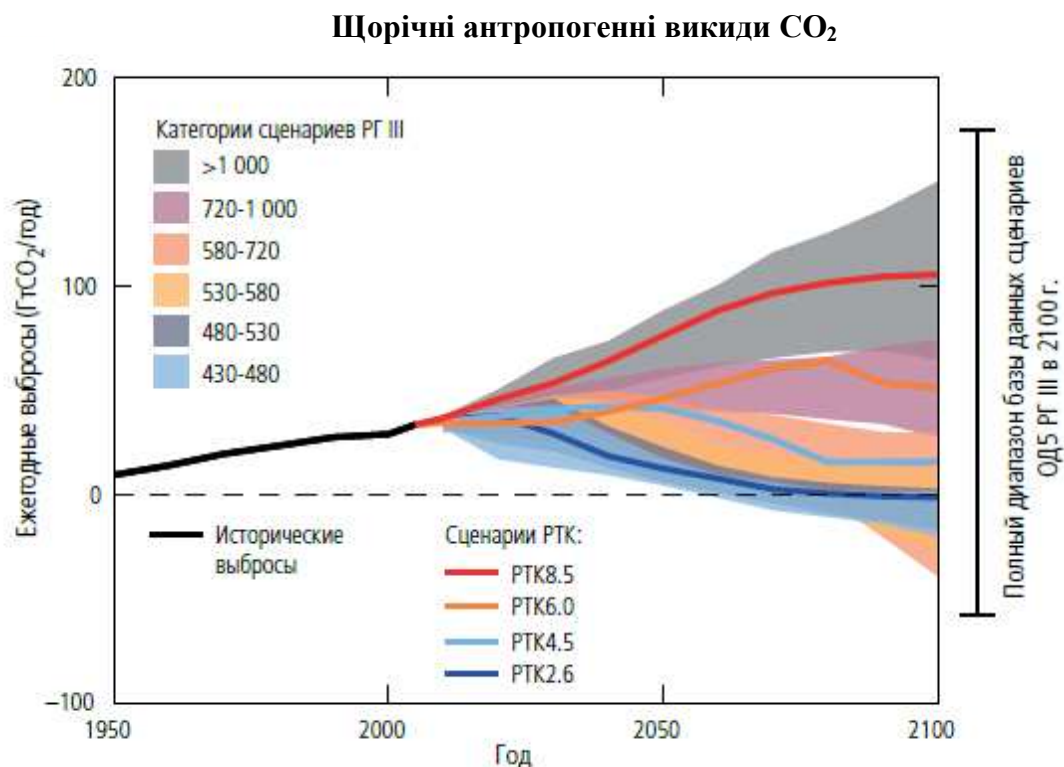


Рис.5.5 - Проєкції аномалій середньорічної глобальної приземної температури повітря (відносно 1986-2005 рр.) для сценаріїв РТК за результатами експериментів ППСМ5 для мультимодельного середнього (суцільні лінії) та стандартного відхилення 1,64 (5-95%) [2].

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. Радіаційна дія є мірою результуючої зміни енергетичного балансу системи Земля як реакції на деяке зовнішнє збурення, при цьому додатна РД веде до потепління, а від'ємна РД – до похолодання. 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), (рис.5.6). Згідно РТК6.0 і РТК8.5, радіаційна дія не досягає максимального значення до 2100 г.; в РТК2.6 вона досягає максимуму і потім знижується; в РТК4.5 вона стабілізується до 2100 р.

З точки зору загального впливу РТК8.5 в цілому порівняннa зі сценарієм A2/A1FI СДСВ, РТК6.0 - з В2, а РТК4.5 - з В1. Для РТК2.6 будь-який еквівалентний сценарій в СДСВ відсутній. В результаті, різниця між абсолютними значеннями кліматичних перспективних оцінок, наведеними в ДО4 і ОД5, здебільшого викликана включенням в оцінку більш широкого діапазону викидів [2].

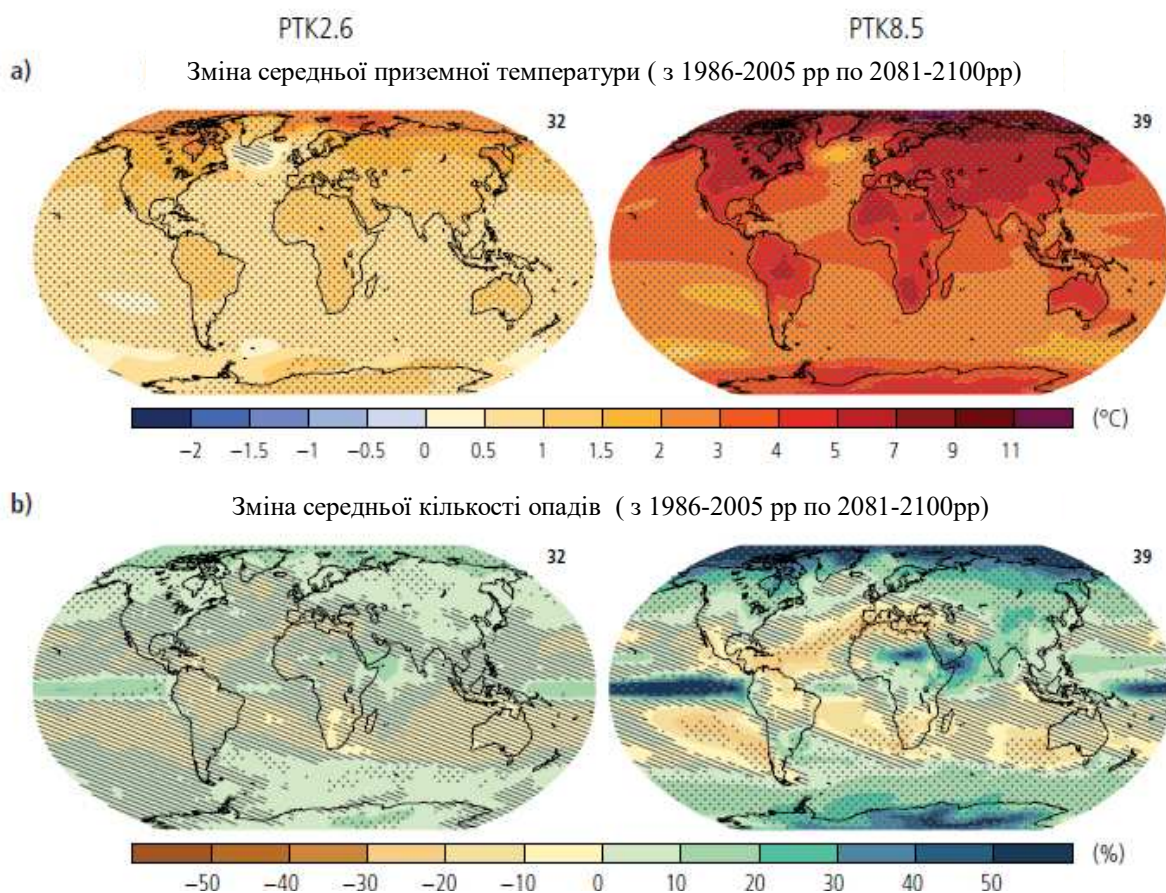


Рис. 5.6- Перспективні оцінки мультимодельного середнього (тобто середнє значення наявних модельних перспективних оцінок), отримані в рамках етапу 5 Проекту для періоду 2081-2100 рр. згідно зі сценаріями РТК2.6 (зліва) і РТК8.5 (праворуч) для (а) зміни середньорічної приземної температури, (б) зміни середньорічної кількості опадів, в процентах, і (с) зміни середнього рівня моря. Зміни наведені щодо періоду 1986-2005 рр[1].

На (рис.5.6) кількість моделей, використаних при розрахунку мультимодельного середнього значення, наведено в верхньому правому куті кожної частини рисунка. Точковим штрихуванням на зображеннях (а) і (б) позначені регіони, в яких зміна, згідно з перспективними оцінками, значна у порівнянні з природною внутрішньою мінливістю (тобто перевищує два стандартних відхилення внутрішньої мінливості 20-річного ряду середніх) і за якими серед 90% моделей узгоджуються щодо знаку змін. Штрихуванням у вигляді діагональних ліній на (а) і (б) показані регіони, в яких зміна, згідно перспективним оцінкам, менше одного стандартного відхилення природної внутрішньої мінливості 20-річного ряду середніх.

Стосовно змін у гідрологічному циклі в ОД5 відмічається наступне:

- Зміни кількості опадів при світовому потеплінні не будуть однорідними. Згідно зі сценарієм РТК8.5 до кінця цього століття в високих широтах і екваторіальній частині Тихого океану матиме місце, ймовірно, збільшення середньорічної кількості опадів. За сценарієм РТК8.5 в багатьох посушливих регіонах в середніх широтах і в субтропіках середня кількість опадів, ймовірно, зменшиться, в той час як у багатьох вологих регіонах в середніх широтах до кінця цього століття вона, ймовірно, зросте (рис.5.6).

- До кінця цього століття в міру підвищення середньої глобальної приземної температури інтенсивність і повторюваність явищ екстремальних опадів над більшою частиною суші в середніх широтах і над вологими тропічними регіонами, дуже ймовірно, збільшиться.

- В цілому, згідно з усіма сценаріями РТК, ймовірно, що область, охоплена мусонними системами, розшириться, а мусонні опади, ймовірно, посиляться; пов'язана з Ель-Ніньо/Південним коливанням (ЕНСО) мінливість опадів на регіональних масштабах, ймовірно, збільшиться.

Отже, як можна бачити, прогнози ОД-5 доволі стримані та залишають багато запитань для подальшого спостереження й дослідження.

І на останнє. Окремий розділ в ОД-5 присвячений ризикам, які можуть спостерігатися внаслідок майбутніх кліматичних змін. Результати та рекомендації представлені для наочності у вигляді (рис.5.7).

Як видно з (рис.5.7), одним з ризиків, який прогнозується для регіону Європи, є збільшення збитків від повеней різного походження.

Проведений короткий аналіз основних положень доповідей МГЕЗК вказує на необхідність врахування можливих змін клімату у гідрологічних моделях й при моделюванні максимального стоку, зокрема.

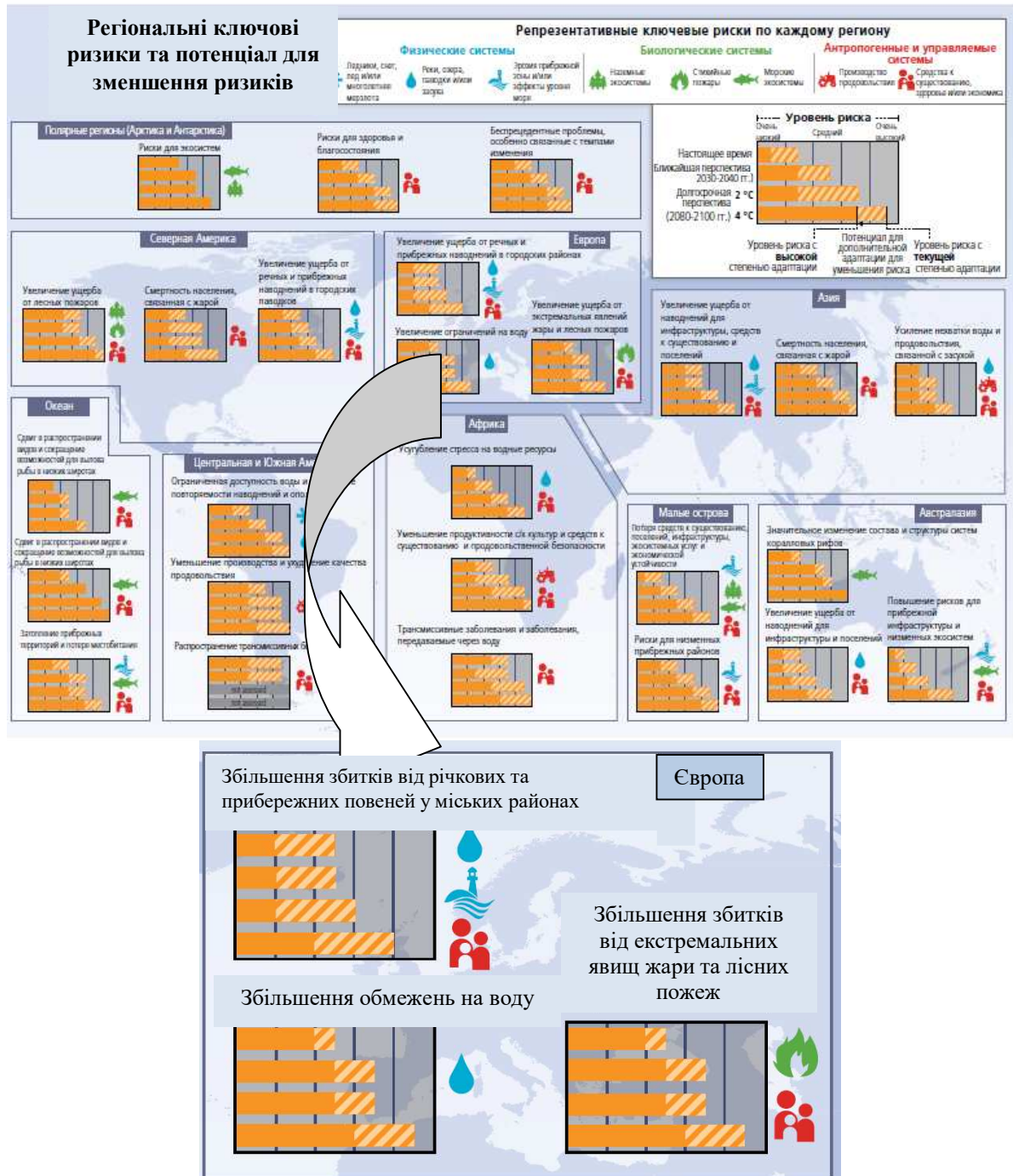


Рис.5.7- Репрезентативні ключові ризики внаслідок змін клімату для окремих регіонів[2].

5.2. Обґрунтування параметрів для врахування кліматичних змін в гідрологічних розрахунках

Українські провідні гідрологи останні роки також дуже ретельно займаються цією проблемою. В галузі розрахунків річного стоку фундаментальні дослідження щодо антропогенного впливу, включаючи водогосподарські перетворення на фоні змін клімату, ведуться Н.С. Лободою у співпраці з Є.Д. Гопченко та іншими вченими ОДЕКУ [7-10]. Серед представників наукової школи Київського національного університету імені Тараса Шевченка, слід відзначити роботи В.В.Гребеня, який в своїх роботах [11;12] проаналізував зміни фаз водного режиму річок України, в тому числі й весняного водопілля [13], підтвердивши факт початку кліматичних змін на більшості території України з 1980-х років.

Окреме ґрунтове дослідження «Проведення просторового аналізу змін водного режиму басейнів поверхневих водних об'єктів на території України внаслідок зміни клімату» виконане вченими УкрГМІ під керівництвом Л.О.Горбачової [14,15].

Тим не менш, що стосується безпосереднього врахування можливих змін клімату при визначенні величин максимального стоку річок заданої ймовірності перевищення, конкретних рекомендацій та досліджень немає. В розд.2 показаний варіант, який пропонується автором цього дослідження для вирішення цієї проблеми. Зокрема запропоновано модифікований варіант операторної методики, де у розрахункову формулу (2.98) для визначення максимальних витрат води заданої ймовірності перевищення введений новий коефіцієнт, який дозволить врахувати можливий вплив змін клімату на максимальний стік річок в період весняного водопілля:

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F \cdot r \cdot k_{zm}$$

В розд. 4 обґруновані основні параметри базової методики, а саме, характеристики схилового припливу, які є складовими максимального модуля схилового припливу q'_m , а також трансформаційні функції, що описують вплив руслового добігання, русло-заплавного регулювання, озер і водосховищ проточного типу на максимальні модулі стоку в період весняного водопілля на рівнинних річках України.

З метою обґрунтування методично-розрахункової бази для визначення коефіцієнта можливих змін характеристик максимального стоку весняного водопілля на майбутнє (k_{zm}) за матеріалами кліматичного кадастру України [16] по даних 103 метеостанцій по снігозапасах і 315 метеостанцій по опадах, які розташовані на рівнинній частині України, побудовані залежності середньобагаторічних максимальних снігозапасів, опадів теплого періоду (III–V місяці) і розрахованих автором коефіцієнтів стоку весняного водопілля від середньобагаторічних опадів і температур повітря (рис.3.10-3.14). Описуються вони лінійними рівняннями:

$$S_m = 0,204\bar{X} - 68,3, \quad r = 0,88; \quad (5.1)$$

$$\bar{S}_m = 147,8 - 12,9\bar{t}, \quad r = 0,90; \quad (5.2)$$

$$\bar{X}(III - V) = 0,22\bar{X}, \quad r = 0,90; \quad (5.3)$$

$$\bar{\eta} = 1 - 0,102(\bar{t} - 4), \quad r = 0,90, \quad (5.4)$$

де \bar{X} і \bar{t} - середньобагаторічні річні значення температури повітря й опадів.

Високі коефіцієнти кореляції дозволяють використовувати рівняння (5.1)-(5.4) для прогнозування величин S_m , $X(III - V)$ і η на різні періоди за різними моделями і сценаріями.

Проте реалізація й цієї моделі потребує деяких попередніх визначень. Зокрема, необхідно методично здійснити перехід від $X(III - V)$ у формулі (5.3) до ΣX . З цією метою на сучасних матеріалах спостережень були встановлені перехідні коефіцієнти k_s (Додаток П)

$$k_s = \frac{\bar{X}}{\bar{X}(III - V)} \quad (5.5)$$

У цьому ж додатку наведені й розрахункові складові $(\bar{S}_m + \Sigma \bar{X})_{np}$ та η_{np} , по яких надалі й проводилась оцінка впливу глобальних змін клімату [17]. Якщо вважати, що в сценарних варіантах тривалість схилового припливу T_o зберігається незмінною по відношенню до базових величин, то тоді досить просто можна встановити коефіцієнти змін витрат води весняного водопілля

$$k_{зм} = \frac{((\bar{S}_m + \Sigma \bar{X}) \cdot \eta)_{прогн.}}{((\bar{S}_m + \Sigma \bar{X}) \cdot \eta)_{сучасн.}} \quad (5.6)$$

В формулі (5.6) прогнозні значення середньобагаторічних максимальних снігозапасів, опадів та коефіцієнтів стоку весняного водопілля отримані з використанням залежностей (5.1-5.4) по прогнозних значеннях температури й опадів за обраним сценарієм і моделлю. Відповідні сучасні значення тих же самих величин отримані за результатами розрахунків по наявних рядах спостережень.

Запропонований варіант врахування змін клімату можна реалізувати, як в рамках операторної структури [18], так і в модифікованій структурі граничної інтенсивності [19].

Як вже було показано вище, на основі базової операторної методики розрахункова формула має вигляд (2.98); розглянемо порядок визначення максимальних модулів стоку в період весняного водопілля заданої ймовірності перевищення з урахуванням впливу змін клімату.

Необхідний мінімум вихідних даних: площа водозбору (F , км²), середньозважений уклон водотоку (I , ‰), гідрографічна довжина річки (L , км), залісеність водозбору (f_l , ‰), заболоченість водозбору (f_b , ‰), прогнози значення середньобогаторічних річних температури повітря та опадів за вибраною кліматичною моделлю і сценарієм для географічних координат геометричного центру водозбору. Порядок розрахунку опорного значення $q_p = q_{1\%}$ здійснюється в такій послідовності:

1. Максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$, а також трансформаційні функції $\psi(t_p/T_o)$, ε_F та r визначаються за порядком, представленим в розд.4

2. На останньому етапі розрахунку визначаються коефіцієнти впливу змін клімату на максимальні модулі стоку 1-відсоткової забезпеченості $k_{зм}$ в такій послідовності:

2.1 За даними глобального кліматичного моделювання обирається модель і сценарій, за якими буде враховано вплив змін клімату на максимальний стік весняного водопілля досліджуваного водозбору або регіону. При обранні сценарію та моделі слід, перш за все, враховувати ті, які верифіковані для даної території або рекомендовані попередніми дослідниками для використання, наприклад, для рівнинної території України.

2.2 Після обрання розрахункової моделі та сценарію, визначається період, на який будуть використовуватися прогнози значення середньобогаторічної річної температури повітря та опадів, наприклад, в ОД-4 це періоди 2010-2039; 2040-2069; 2070-2099рр.

2.3 Для розрахункового періоду і за координатами геометричного центру тяжіння водозбору визначаються прогнози значення середньобогаторічної річної температури повітря та опадів \bar{t}_{np} й \bar{X}_{np} .

2.4 За рівняннями (5.1) або (5.2) визначаються прогнози значення середньобогаторічних максимальних снігозапасів \bar{S}_{mnp} :

$$\bar{S}_{mnp} = 0,204\bar{X}_{np} - 68,3; \quad (5.7)$$

або

$$\bar{S}_{mnp} = 147,8 - 12,9\bar{t}_{np}. \quad (5.8)$$

Вибір рівняння (5.7) або (5.8) визначається при верифікації обраної моделі, тобто обирається прогнозна величина, яка показує кращу збіжність з фактичними даними. Зазвичай, температура повітря прогнозується краще у більшості моделей, отже для визначення прогнозних максимальних снігозапасів пріоритетним є використання рівняння (5.8).

2.5 Наступним етапом є визначення прогнозних значень опадів в період весняного водопілля. З цією метою, використовуючи величину \bar{X}_{np} , за рівнянням (5.3) спочатку розраховуються прогнозні значення опадів теплого періоду (III–V місяці):

$$X(III - V)_{np} = 0,22\bar{X}_{np}; \quad (5.9)$$

Для переходу від $X(III - V)_{np}$ до ΣX_{np} за формулою (5.5) за даними кліматичного кадастру встановлюються перехідні коефіцієнти k_s , як відношення норми річних опадів до норми опадів теплого періоду для досліджуваного регіону. Для рівнинної території України значення k_s коливаються від 0,60 на півночі до 0,25 - на півдні. Отже для визначення параметра ΣX_{np} , необхідного для визначення сумарної водоподачі на водозбір, виконується розрахунок за рівнянням вигляду

$$\Sigma X_{np} = 0,22\bar{X}_{np} \cdot k_s. \quad (5.10)$$

2.6 Останній прогнозний параметр - коефіцієнт стоку η . Для його визначення використовується рівняння (5.4). Отже за наявності величини \bar{t}_{np} прогнозне значення коефіцієнта стоку буде дорівнювати

$$\eta_{np} = 1 - 0,102(\bar{t}_{np} - 4) \quad (5.11)$$

2.7 Після того, як встановлені всі прогнозні параметри, а саме - \bar{S}_{mnp} , ΣX_{np} та η_{np} , розраховується коефіцієнт впливу змін клімату на максимальні модулі стоку весняного водопілля 1-відсоткової ймовірності перевищення за формулою (5.6).

Аналогічний підхід можна застосувати й до мінімального стоку річок. Таке дослідження було виконане автором в межах науково-дослідної роботи [20] на прикладі річок Закарпаття. Маючи прогнозні значення температури повітря й опадів, наприклад за теплий період, з одного боку і залежність цих величин на теперішній час від висоти місцевості (оскільки мова йде про гірський регіон) з іншого, можна ввести кліматичні поправки на величину мінімального стоку в майбутньому:

$$k_{зм} = \frac{\bar{q}_{min_{прогн.}}}{\bar{q}_{min_{2010}}} \quad (5.12)$$

де $\bar{q}_{min_{прогн.}}$ – прогнозні значення норми мінімального стоку; $\bar{q}_{min_{2010}}$ – значення норми мінімального стоку, розраховані станом на 2010 р.

З метою отримання розрахункових рівнянь зв'язку між мінімальним стоком і прогнозними значеннями температури і опадів, з одного боку, та місцевими стокоформуєчими факторами з іншого, застосовано метод множинної лінійної регресії. 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 й уклон річок. Середня висота водозборів не використовувалась в розрахунках, тому що її вплив представлений через розрахункові значення температури й опадів. В результаті аналізу багатьох варіантів предикторів найбільш оптимальними виявилися такі рівняння:

а) для літньої межні:

$$q_l = 84 - 1.39t_{\text{середн}} + 1.093Lg(F + 1) - 1.56\varphi + 0.025f_l, \quad r = 0.81 \quad (5.13)$$

де q_l - середньобогаторічне значення мінімального стоку літньо-осінньої межні, $\text{дм}^3/(\text{скм}^2)$;

$t_{\text{середн}}$ - середньобогаторічне значення температури повітря, $^{\circ}\text{C}$;

F - площа водозбору, км^2 ;

φ - широта геометричного центру тяжіння водозбору, $^{\circ}$ півн.ш.;

f_l - залісеність водозбору, %.

б) для зимової межні:

$$q_z = 29.6 + 0.012X_{(XI-III)} + 0.86Lg(F + 1) - 0.68\varphi - 0.011f_l, \quad r = 0.52 \quad (5.14)$$

де q_z - середньобогаторічне значення мінімального стоку зимової межні, $\text{дм}^3/(\text{скм}^2)$;

$X_{(XI-III)}$ - сумарні опади за холодний період року, мм.

Отримані рівняння надалі були використані для визначення прогнозних значень мінімального стоку за різними сценаріями.

Ще одним можливим варіантом врахування впливу кліматичних змін на стік річок є його взаємозв'язок з індексами посушливості, наприклад, SPEI. Докладно цим питанням займалася Н.С.Лобода з Ю.В.Божок [21-23]. За цією проблематикою автором також виконане дослідження у співавторстві з Семеновою І.Г. та Шакірмановою Ж.Р.[24], пізніше з Трасковою А.В.[25].

В цих дослідженнях проаналізовано часові ряди індексу SPEI на різних масштабах для степової зони України, зокрема для басейну річки Південний Буг, за період 1950-2010 рр. Оцінка статистичного зв'язку між SPEI на різних масштабах часу і різними фазами річкового стоку річки Південний Буг за період 1950-2010 показала, що отримані залежності є значущими, що відкриває можливість використання індексу посухи в моделюванні гідрологічних процесів в степовій зоні України.

5.3 Розрахунки коефіцієнтів впливу змін клімату на стік весняного водопілля рівнинних річок України

Як було відзначено вище, врахування змін клімату на початок дослідження виконувалось на матеріалах четвертої оцінної доповіді, а в подальшому використані матеріали останньої п'ятої доповіді. Розглянемо результати обох розрахунків послідовно.

Перший варіант за сценаріями ДО4. З метою отримання прогностичних значень температури та опадів на території рівнинної України в дослідженні були використанні результати моделювання двох глобальних кліматичних моделей різних прогностичних центрів, які представлені на сайті Центру розповсюдження даних (DDC) Міжурядової групи по кліматичних змінах (IPCC, <http://ipcc-data.org>) - *Модель HadCM3* розроблена Центром Хедлі по дослідженню та прогнозуванню клімату (метеорологічна служба Великобританії MetOffice) та *Модель CCSM3*, розроблена Національним центром атмосферних досліджень (NCAR, США).

Прогнозовані середні зміни річних опадів і температур повітря за моделлю за цими двома моделями для сценаріїв A1B, A2, B1 та COMMIT для території України на періоди 2010-2039 рр., 2040-2069 рр. та 2070-2099 рр. по відношенню до 1980-1999 р. представлені залежностями цих величин від географічних координат місцевості (рис.5.8).

Розрахункові значення коефіцієнта $k_{зм}$ для моделі *CCSM3* (сценарій A1B) представлені в Додатку Р, а розподіл цих величин по басейнах рівнинних річок України - на (рис. 5.9).

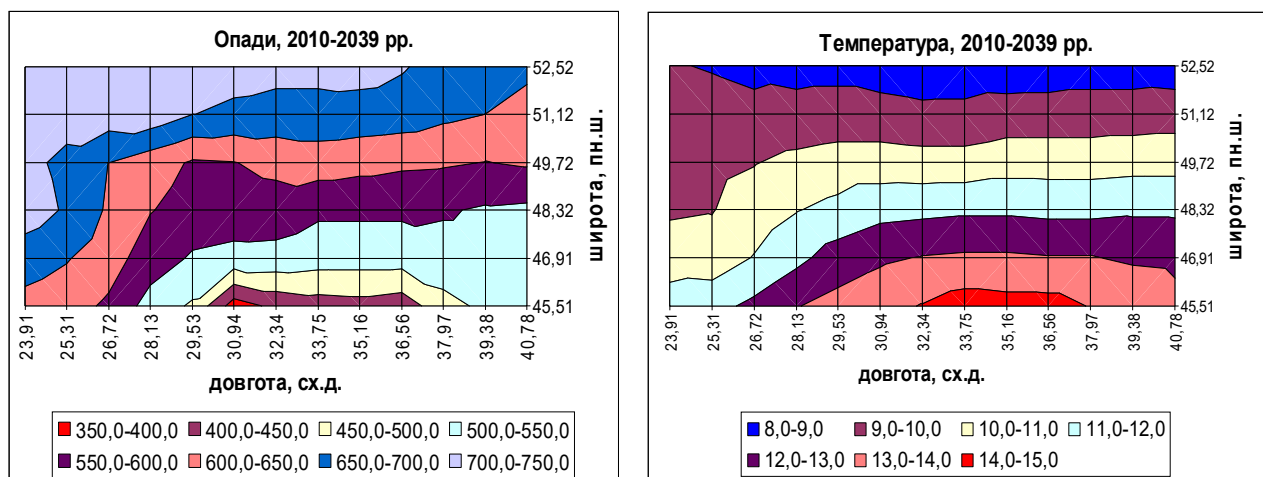


Рис 5.8 – Прогнозні значення річних опадів (мм) і температури повітря (°C) за моделлю *CCSM3* (сценарій A1B) для території України [3,17].

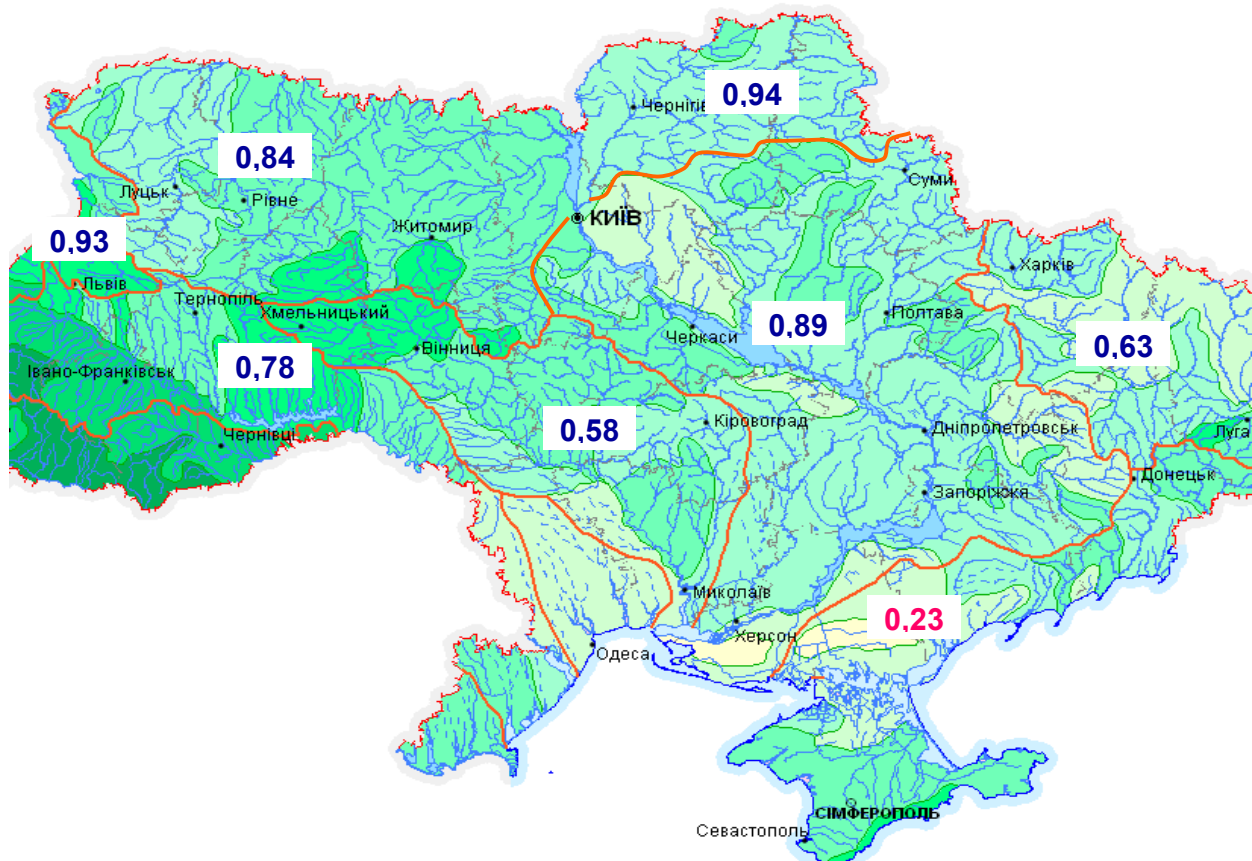


Рис.5.9- Розподіл коефіцієнтів впливу змін клімату k_{zm} на максимальний стік весняного водопілля по басейнах основних рівнинних річок України (модель CCSM3, сценарій A1B) на період до 2039р.

Аналізуючи отримані результати, можна відмітити, що до 2039р. для північних районів України (басейни рр. Західний Буг, Прип'ять, Десна), а також для басейну р. Дніпро прогнозується зменшення величин максимальних витрат весняного водопілля в межах 5-10%. В міру просування на південний схід k_{zm} зменшується, а отже, збільшуються прогнозовані витрати максимального стоку весняного водопілля. Так, для лівобережних приток Дністра зменшення максимального стоку прогнозується на рівні вже 22%, для басейну Південного Бугу - на 52%, а для басейну Сіверського Дінця - на 37%. Що стосується річок Приазов'я, то для них величина $k_{zm}=0,23$, що означає зменшення максимального стоку весняного водопілля на 77%.

Аналогічні розрахунки були проведені за всіма сценаріями для двох обраних моделей. Результати представлені у вигляді графіків вигляду $k_{zm} = f(T)$ на (рис. 5.10-5.13) та у Додатку Р. Порівнюючи результати за різними сценаріями за моделлю CCSM3, можна відмітити, що на період до 2039 року три сценарії (A1B, B1,A2) дають більш-менш схожі результати - незначне зменшення стоку весняного водопілля у північних районах і суттєве - у південних. Сценарій COMMIT, навпаки, передбачає збільшення витрат весняного водопілля на річках зони достатнього зволоження

(басейни рр.Західний Буг, Прип'ять, Десна, Дніпро) на 10-20%, а на річках зони недостатнього зволоження (рр. Південний Буг, Сіверський Донець) - зменшення до 20%. Що стосується річок Приазов'я, то для них, також як і у інших сценаріях, передбачається зменшення стоку весняного водопілля більш ніж на 50%.

Надалі, аналізуючи результати прогнозування на періоди до 2069 та 2099 років, слід відмітити, що результати розрізняються за різними сценаріями суттєво. Так, за сценаріями А1В та А2 до 2099 року прогнозується практичне зникнення весняного водопілля (зменшення водності від 100 до 80%) на річках зони недостатнього зволоження, а для зони достатнього зволоження - зменшення стоку більш ніж на 50%.

Дещо інші результати за сценарієм В1 та СОММІТ. На період до 2069 року спостерігається поступове зменшення водних ресурсів весняного водопілля (від 20% до 50%), окрім річок Приазов'я, а на період до 2099 року - незначне збільшення, відносно величин на 2069р., для річок зони достатнього зволоження, і стабілізація - для річок зони недостатнього зволоження.

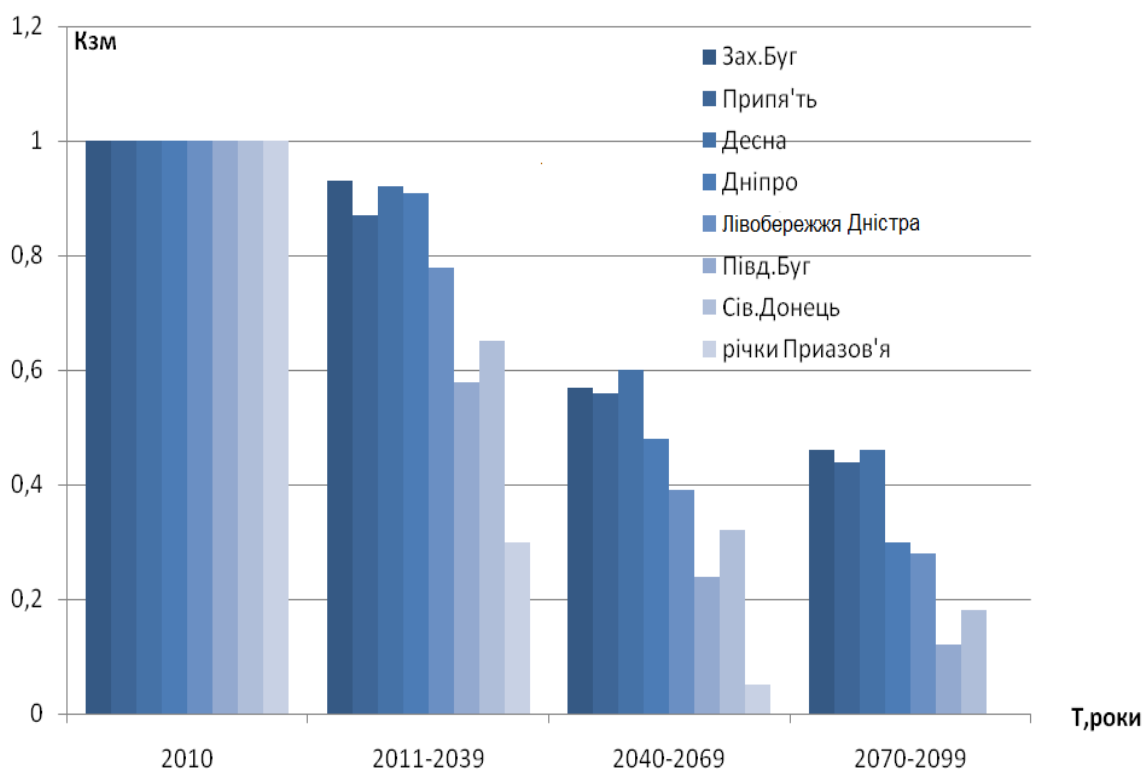


Рис. 5.10 - Прогнозні середньобагаторічні значення $k_{зм}$ для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України за моделлю NCAR_CCISM3 (сценарій А1В)

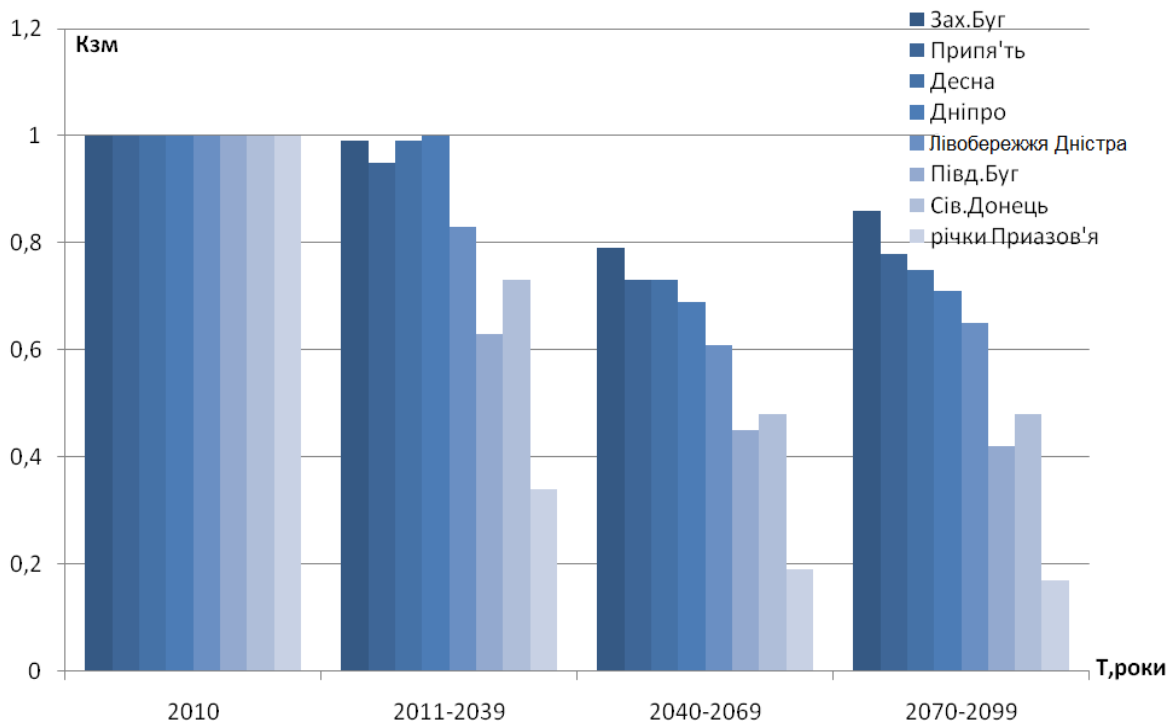


Рис. 5.11 - Прогнозні середньобагаторічні значення $k_{зМ}$ для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України за моделлю NCAR_CCSM3 (сценарій B1)

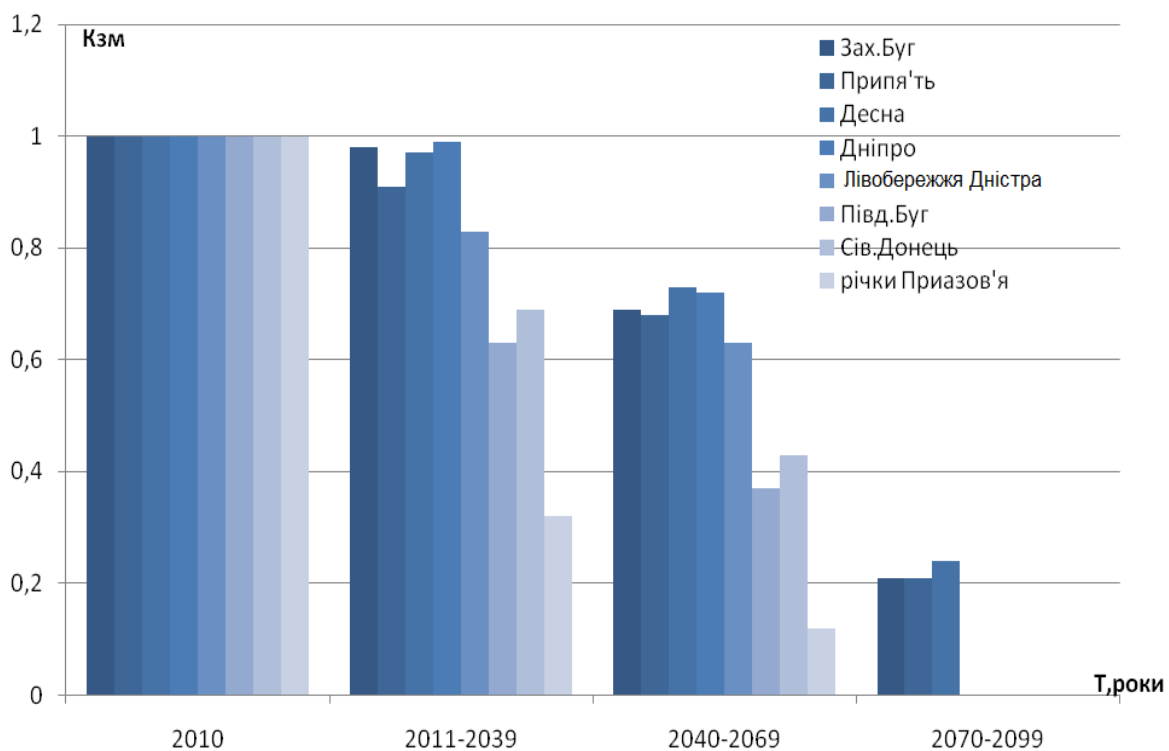


Рис.5.12- Прогнозні середньобагаторічні значення $k_{зМ}$ для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України за моделлю NCAR_CCSM3 (сценарій A2)

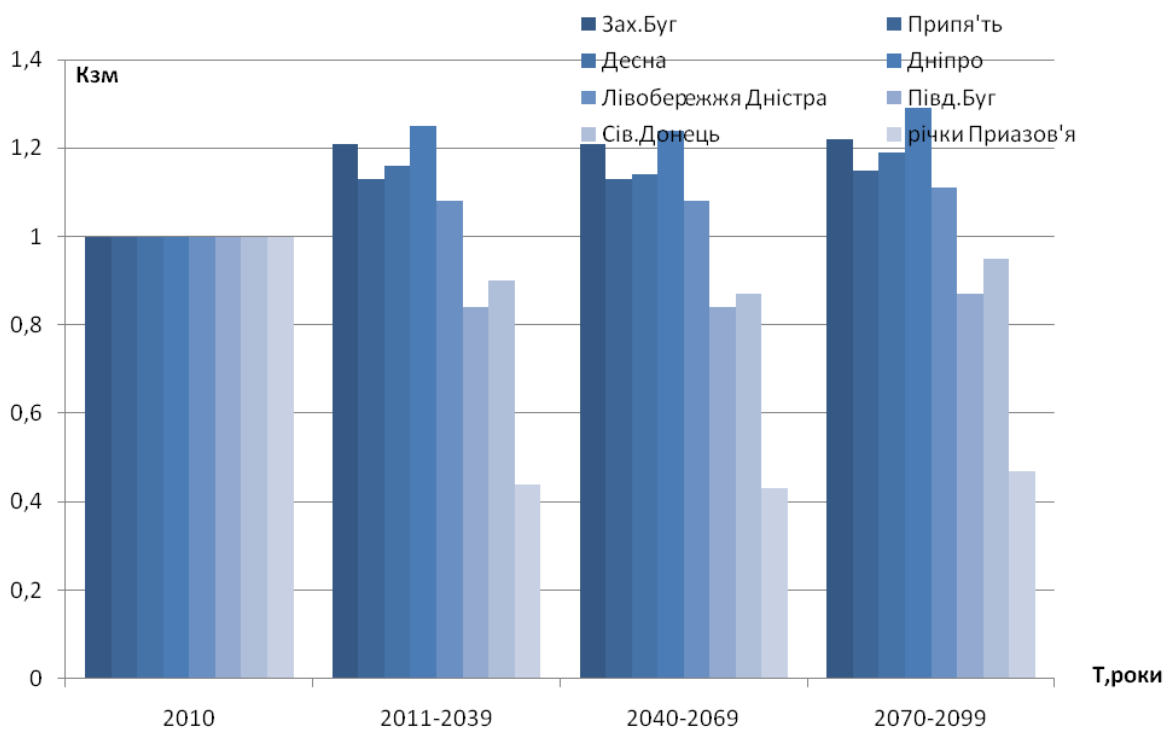


Рис. 5.13- Прогнозні середньобагаторічні значення $k_{зм}$ для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України NCAR_CCSM3 (сценарій COMMIT)

Для річок Приазов'я прогнозовані втрати максимального стоку у весняний період становлять порядку 80%.

За сценарієм COMMIT, який передбачає, що концентрація атмосферних парникових газів буде утримуватися на рівні 2000 року, прогнозується поступове збільшення водності річок північних регіонів від 10 до 20% і незначне зменшення - для річок південних регіонів (від 10 до 20%). Для річок Приазов'я прогнозується зменшення стоку весняного водопілля на 50% до 2099 року.

Як вже відмічалось, розрахунки «кліматичних поправок» проводились за двома моделями - CCSM3 та HADCM3. Результати моделювання за HADCM3 представлені в Додатку Р. Аналізуючи їх, можна відмітити, що вони дуже різняться з моделлю CCSM3. Практично по всіх сценаріях тут прогнозується різке збільшення водних ресурсів (в 2,5-3 рази) на період до 2039року, а потім таке ж різке зменшення (особливо за сценаріями A2 та A1B) водних ресурсів весняного водопілля. За сценарієм B1 прогнозується стабілізація водних ресурсів, тобто на 2099 рік величина $k_{зм}$ практично для всіх річок, окрім Приазов'я, дорівнює 1,0. Що стосується сценарію COMMIT, то тут прогнозується збільшення водних ресурсів від 1,75 до 3,5 разів до 2069 року.

Інтерес також становить дослідження прогнозованих змін водних ресурсів по окремих річках. Для аналізу нами вибрані басейни рр. Прип'ять, Південний Буг та Сіверський Донець, які достатньо суттєво

відрізняються за умовами формування максимального стоку весняного водопілля.

Басейн р. Прип'ять. За моделлю *HADCM3* для річки Прип'ять за сценарієм A1B коефіцієнт змін клімату зростає для періоду 2010-2039 рр. ($k_{зм}=1,88$), а для періодів 2040-2069 рр., 2070-2099 рр., навпаки, зменшується - $k_{зм}=1,09$, $k_{зм}=0,54$ відповідно (рис. 5.14). Аналогічні результати отримані і для розрахунку кліматичних змін за сценарієм A2: для періоду 2010-2039рр. коефіцієнт змін клімату дорівнює $k_{зм}=1,98$; для 2040-2069рр. - $k_{зм}=1,22$; для 2070-2099рр. - 0,54.

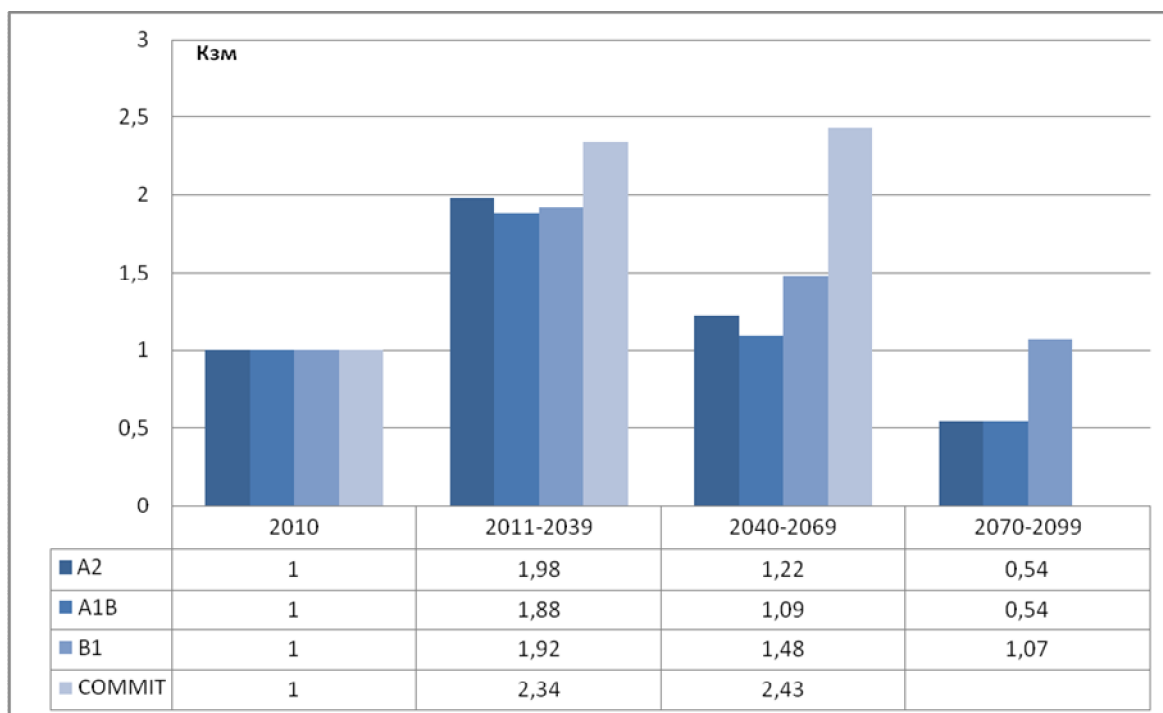


Рис. 5.14 - Прогнозні середньобагаторічні значення $k_{зм}$ для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля річки Прип'ять за моделлю *HADCM3* (сценарії A1B, A2, B1, Commit)

За сценарієм B1 прогнозується збільшення стоку річок, як і за попередніми сценаріями, для періоду 2010-2039рр.- $k_{зм}=1,92$. Проте для періодів 2040-2069 рр., 2070-2099 рр. отримані більші значення, ніж за сценаріями A1B та A2 - коефіцієнти змін клімату дорівнюють $k_{зм}=1,48$ і $k_{зм}=1,07$ відповідно. Результати розрахунків за сценарієм COMMIT значно відрізняються від розрахунків за іншими сценаріями. Тут прогнозується незначне збільшення стоку на кожен наступний період років: для 2010-2039рр. - $k_{зм}=2,34$; для 2040-2069рр. - $k_{зм}=2,43$.

Розрахунки за моделлю *CCSM3*: маємо дещо інший результат (рис. 5.15). Сценарій A1B вказує на поступове зменшення стоку річок з кожним наступним періодом років (2010-2039рр. - $k_{зм}=0,87$; 2040-2069рр. - $k_{зм}=0,56$; 2070-2099рр. - $k_{зм}=0,44$). За сценарієм A2 прогнозується

зменшення стоку для всіх трьох періодів (коефіцієнти змін клімату дорівнюють: $k_{3M}=0,91$, $k_{3M}=0,68$ та $k_{3M}=0,21$ відповідно). За сценарієм В1 отримані схожі результати (2010-2039рр. – $k_{3M}=0,95$; 2040-2069рр. – $k_{3M}=0,73$), а за період 2070-2099 рр. очікується невелике збільшення стоку ($k_{3M}=0,78$). За сценарієм СОММІТ для періодів 2010-2039рр. та 2040-2069рр. отримані однакові результати $k_{3M}=1,13$, а в період 2070-2099рр. очікуватиметься невелике збільшення стоку, порівняно з попередніми роками – $k_{3M}=1,15$.

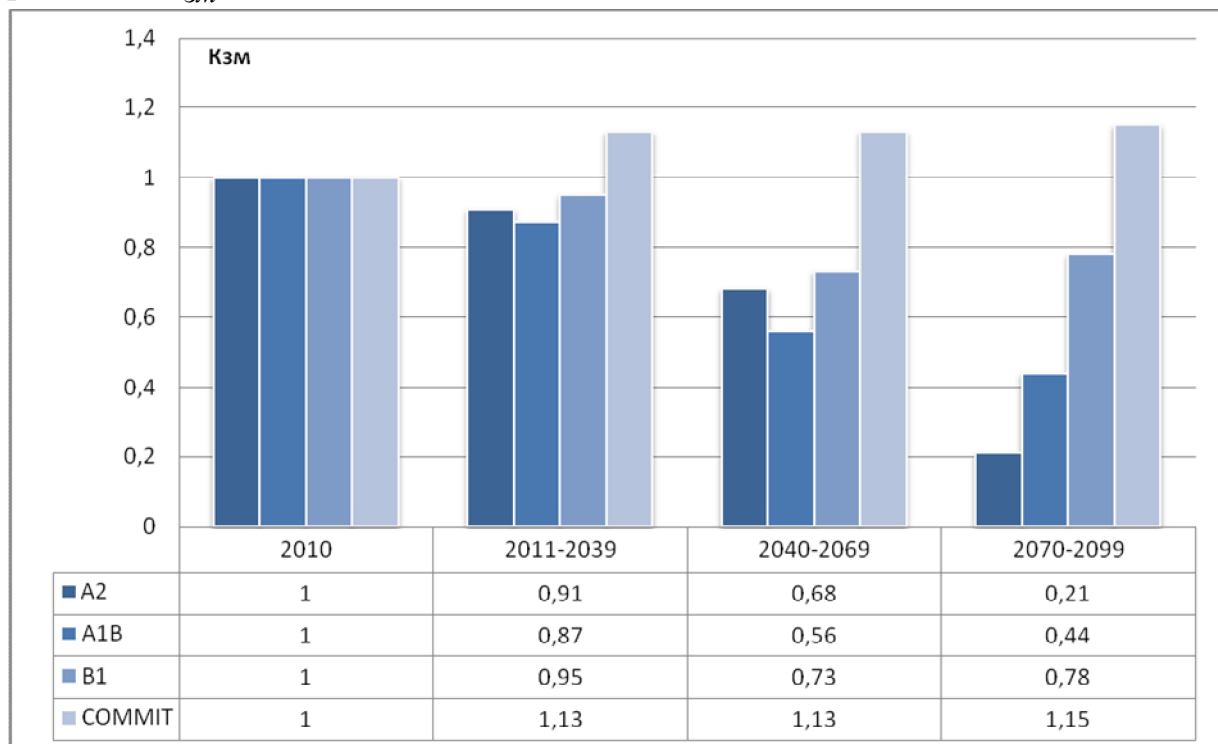


Рис. 5.15 - - Прогнозні середньобаторічні значення k_{3M} для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля річки Прип'ять за моделлю *NCAR_CCSM3* (сценарії А1В, А2,В1, СОММІТ)

Басейн р.Південний Буг. За моделлю *HADCM3* для річки Південний Буг за сценарієм А1В коефіцієнт змін клімату зростає: для періоду 2010-2039 рр. $k_{3M}=2,18$, а для періодів 2040-2069 рр., 2070-2099 рр., навпаки, зменшується до $k_{3M}=1,04$, $k_{3M}=0,4$ відповідно (рис. 5.16). Аналогічні результати отримані і для розрахунку кліматичних змін за сценарієм А2: для періоду 2010-2039рр. коефіцієнт змін клімату дорівнює $k_{3M}=2,34$; для 2040-2069рр. - $k_{3M}=1,21$; для 2070-2099рр. - 0,4. За сценарієм В1 прогнозується збільшення стоку річок, як і за попередніми сценаріями - для періоду 2010-2039рр. - $k_{3M}=2,04$. Проте для періодів 2040-2069 рр., 2070-2099 рр. отримані більші значення, ніж за сценаріями А1В та А2 - коефіцієнти змін клімату дорівнюють $k_{3M}=1,5$ і $k_{3M}=1,03$ відповідно. Результати розрахунків за сценарієм СОММІТ, також як і для басейну р. Прип'ять, значно відрізняються від розрахунків за іншими сценаріями.

Тут прогнозується різке збільшення стоку для періоду 2010-2039рр. – $k_{3M}=2,88$; а потім практично його стабілізація на період 2040-2069рр. – $k_{3M}=2,9$.

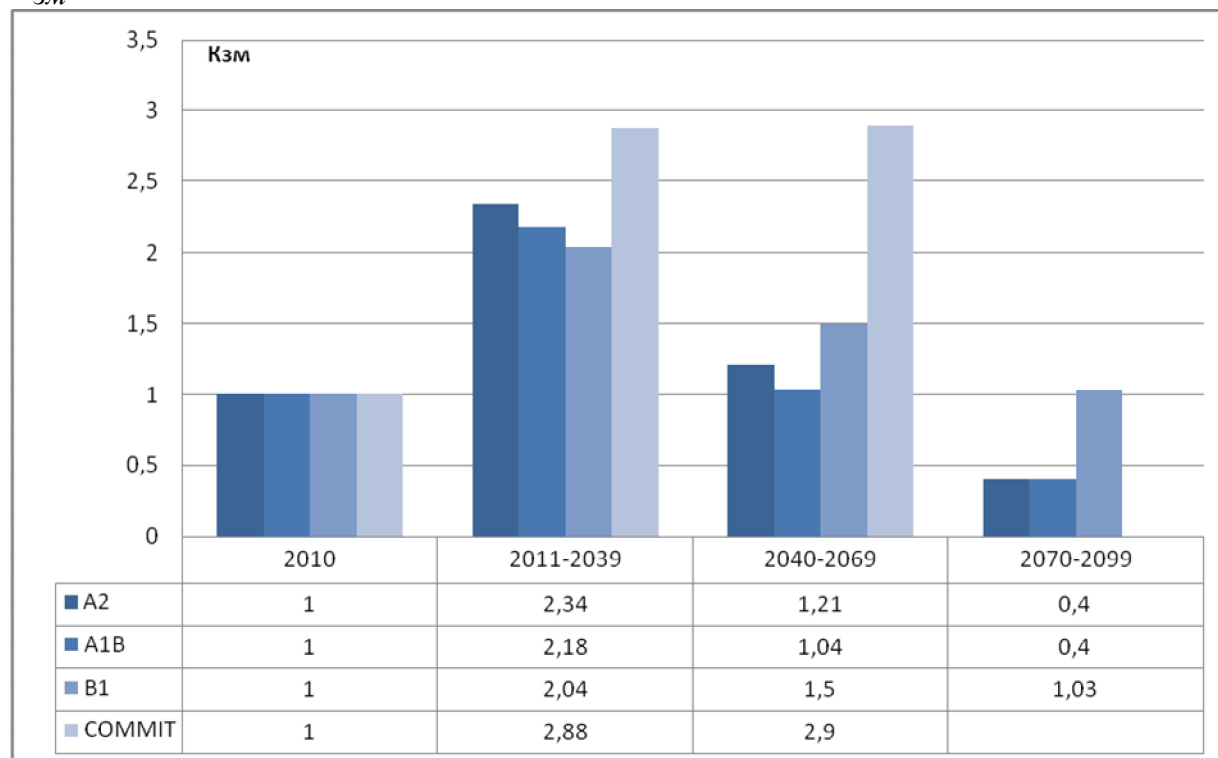


Рис. 5.16 - - Прогнозні середньобагаторічні значення k_{3M} для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля річки Південний Буг за моделлю *HADCM3* (сценарії A1B, A2, B1, COMMIT)

Інші результати розрахунків за моделлю *CCSM3* (рис. 5.17). Сценарій A1B вказує на поступове зменшення стоку річок з кожним наступним періодом (2010-2039рр. – $k_{3M}=0,58$; 2040-2069рр. – $k_{3M}=0,24$; 2070-2099рр. – $k_{3M}=0,12$). За сценарієм A2 отримані результати також вказують на зменшення стоку для всіх трьох періодів (коефіцієнти змін клімату дорівнюють $k_{3M}=0,63$, $k_{3M}=0,37$ та $k_{3M}=0$ відповідно). За сценарієм B1 прогнозується зменшення для перших двох періодів і стабілізація стоку для третього періоду (2010-2039рр. – $k_{3M}=0,63$; 2040-2069рр. – $k_{3M}=0,45$; 2070-2099 рр. - $k_{3M}=0,42$). Щодо сценарію COMMIT, то для періодів 2010-2039рр. та 2040-2069рр. отримані однакові результати ($k_{3M}=0,84$), а в період 2070-2099рр. очікуватиметься невелике збільшення стоку, порівняно з попередніми роками – $k_{3M}=0,87$.

Басейн р. Сіверський Донець. За моделлю *HADCM3* для річки Сіверський Донець за сценарієм A1B коефіцієнт змін клімату зростає для періоду 2010-2039 рр. ($k_{3M}=1,82$), а для періодів 2040-2069 рр., 2070-2099 рр., навпаки, різко зменшується - $k_{3M}=1,01$, $k_{3M}=0,44$ відповідно. Схожі

результати отримані і для розрахунку кліматичних змін за сценарієм A2: для періоду 2010-2039рр. коефіцієнт змін клімату $k_{зМ}=1,96$;

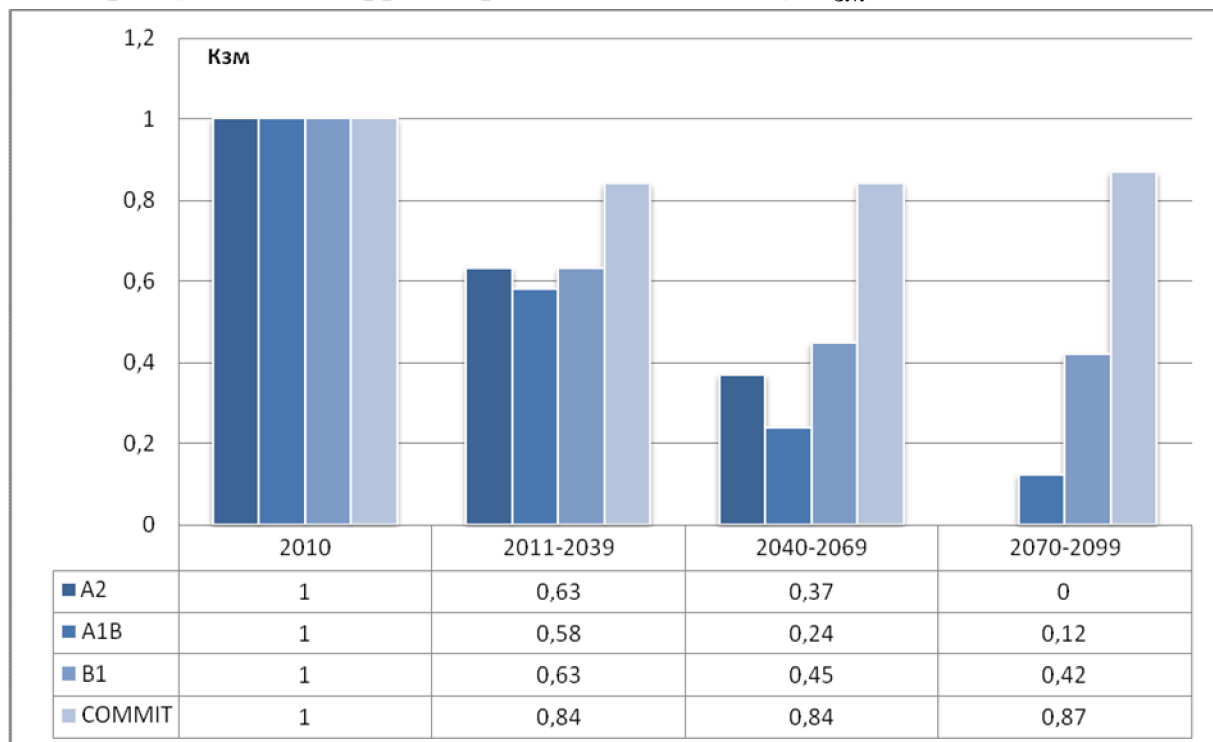


Рис. 5.17 - - Прогнозні середньобогаторічні значення $k_{зМ}$ для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля річки Південний Буг за моделлю *NCAR_CCSM3* (сценарії A1B, A2, B1, COMMIT)

2040-2069 рр. - $k_{зМ}=1,03$; 2070-2099рр. - 0,41. За сценарієм B1 прогнозується збільшення стоку річок, як і за попередніми сценаріями (для періоду 2010-2039 рр. $k_{зМ}=1,66$). Проте для періодів 2040-2069 рр., 2070-2099 рр. отримані більші значення, ніж за сценаріями A1B та A2 - коефіцієнти змін клімату дорівнюють $k_{зМ}=1,41$ та $k_{зМ}=0,91$ відповідно. За сценарієм COMMIT результати розрахунків, як у двох попередніх випадках, значно відрізняються від інших сценаріїв. Тут прогнозується збільшення стоку на кожен наступний період років: для періоду 2010-2039рр. - $k_{зМ}=2,52$; 2040-2069рр. - $k_{зМ}=2,63$ (рис.5.18).

Розрахунки за моделлю *CCSM3* дають дещо інший результат (рис. 5.19). Сценарій A1B вказує на поступове зменшення стоку річок з кожним наступним періодом років (2010-2039рр. - $k_{зМ}=0,65$; 2040-2069рр. - $k_{зМ}=0,32$; 2070-2099рр. - $k_{зМ}=0,18$). За сценарієм A2 отримані схожі результати (коефіцієнти змін клімату дорівнюють: $k_{зМ}=0,69$, $k_{зМ}=0,43$ та $k_{зМ}=0$, відповідно). За сценарієм B1 для перших двох періодів результати практично співпадають з A2 (2010-2039рр. - $k_{зМ}=0,73$; 2040-2069рр. - $k_{зМ}=0,48$;) , а для періоду 2070-2099 рр. - суттєво різняться ($k_{зМ}=0,48$). За сценарієм COMMIT прогнозується незначне зменшення стоку для періоду

2010-2039рр. ($k_{зм} = 0,9$), а потім практично його стабілізація, також як і для басейну Південного Бугу.

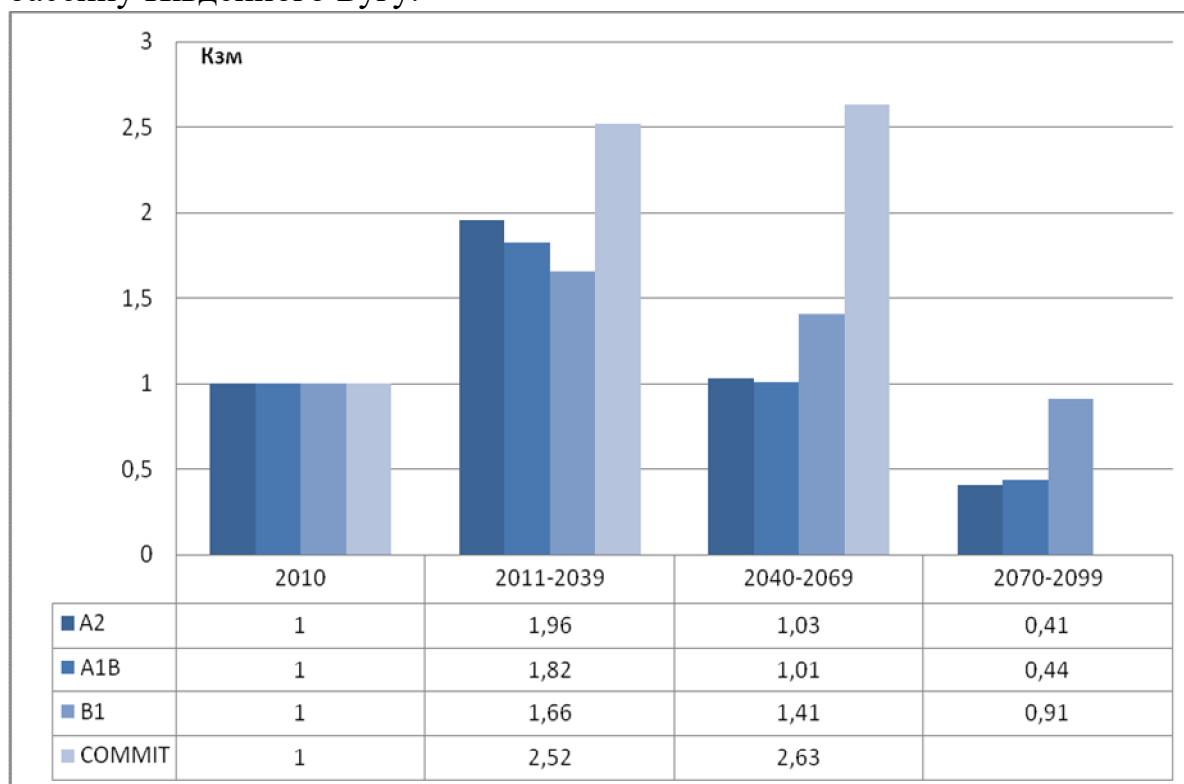


Рис. 5.18 - Прогнозні середньобаторічні значення $k_{зм}$ для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля річки Сіверський Донець за моделлю *HADCM3* (сценарії A1B, A2, B1, COM

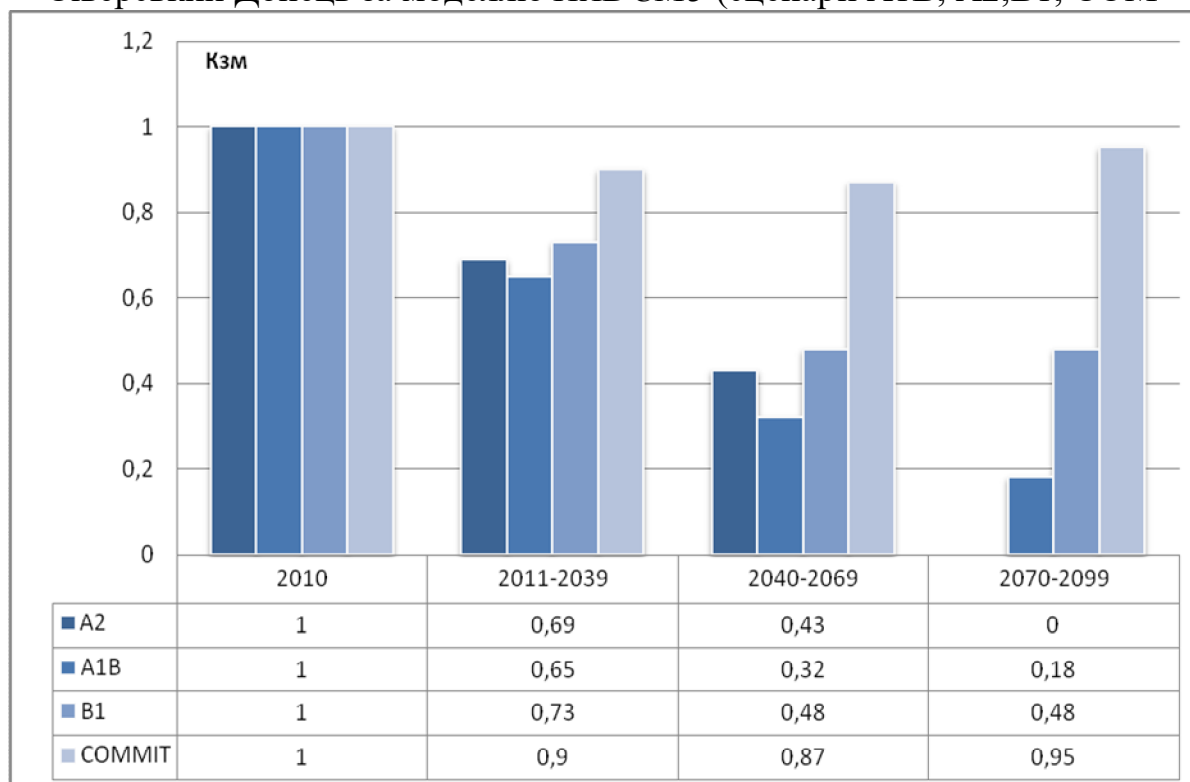


Рис. 5.19 - Прогнозні середньобаторічні значення $k_{зм}$ для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля річки

Сіверський Донець за моделлю *NCAR CCSM3* (сценарії A1B, A2, B1, COMMIT).

Другий варіант визначення $k_{зм}$ за репрезентативними траекторіями концентрації ОД-5. В цьому варіанті моделювання використовувались дані експерименту CORDEX – Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment, створеного Всесвітньою програмою досліджень клімату для формування ансамблю прогностичних регіональних кліматичних моделей на всіх континентах в глобальному масштабі. Також CORDEX використовується для проектування клімату в регіональному масштабі, використовуючи статистичні та динамічні методи. Структура проектування клімату в межах CORDEX базується на новому наборі глобальних кліматичних моделей CMIP5. При проектуванні клімату CORDEX зосереджується на експериментах з використанням сценаріїв викидів – RCP4.5 і RCP8.5, які являють собою сценарії середнього та високого рівня викидів [26, 27].

Для досліджень використовувались дані про опади і температуру повітря, реалізовані в регіональній кліматичній моделі RACMO2. Модель RACMO2 поєднує в собі фізичні схеми, розроблені Європейським центром середньострокових прогнозів погоди (ECMWF) [28], і динамічну основу від моделі HIRLAM [29]. Вона пристосована для використання на льодяних поверхнях і включає складну схему визначення альbedo снігу. RACMO2 має 40 вертикальних атмосферних рівнів з кроком сітки по горизонталі ~ 11 км, що забезпечує високу точність отриманих результатів. Також RACMO2 виконує моделювання атмосферних полів з 6-годинною часовою дискретністю [30].

Дані за моделлю RACMO2 представлені для 82 метеостанцій України, які достатньо рівномірно розташовані по досліджуваній території. Період, за який наявні дані – з 2011 по 2050pp. Порівняння прогнозних величин температури повітря та опадів зі спостереженими показали, що краща збіжність має місце у випадку температури. Отже, подальше моделювання виконувалось, спираючись на прогнозовані дані саме цієї характеристики. З метою виділення періодів для аналізу побудовані різниці інтегральні криві для прогнозованих значень температури повітря за двома варіантами сценаріїв RCP4.5 і RCP8.5, які представлені на (рис.5.20). Як добре ілюструє цей рисунок, в досліджуваному періоді можна виділити періоди підвищення й зниження температури, які тривають приблизно від 5 до 10 років. Так за сценарієм RCP4.5, це періоди підвищення температури з 2011 по 2016pp, з 2021 по 2035pp, та з 2040 по 2050pp, в свою чергу вони чергують з періодами зниження температури з 2017 по 2020pp, та з 2036 по 2039pp (рис.5.20a).

За сценарієм RCP8.5 до 2040 року періоди практично протилежні; так з 2011 по 2014pp прогнозується зниження температури, потім підвищення до 2020 р, після чого до 2039 року очікується тривале

зниження температури, яке зміниться на підвищення у 2040 до 2050 року (рис.5.20б).

Визначені періоди для обох сценаріїв були взяті в якості розрахункових, й отже, для них за тією ж схемою, що й у першому варіанті, але враховуючи залежності розрахункових параметрів тільки від температури, отримані значення k_{3M} для басейнів рівнини річок України.

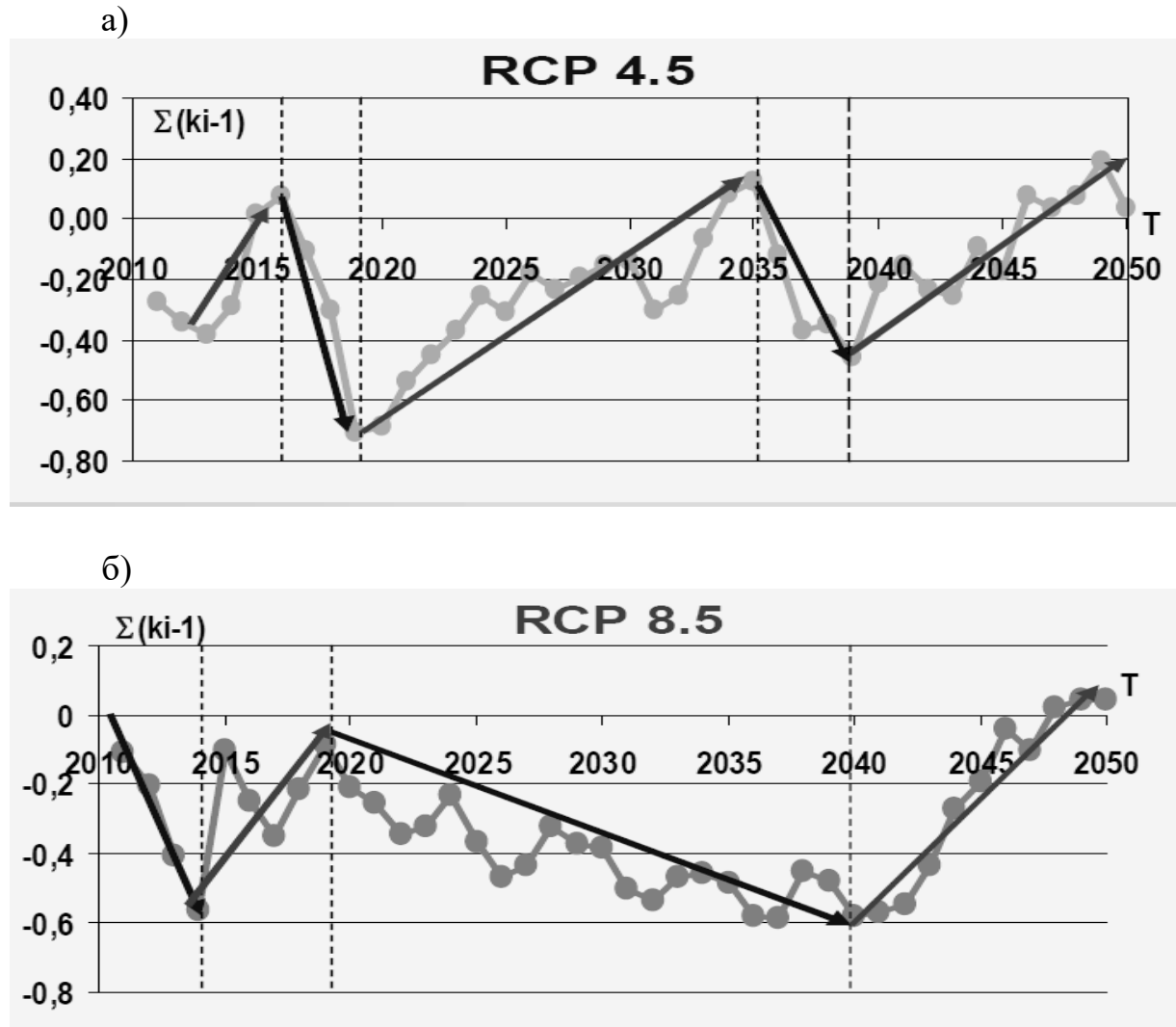
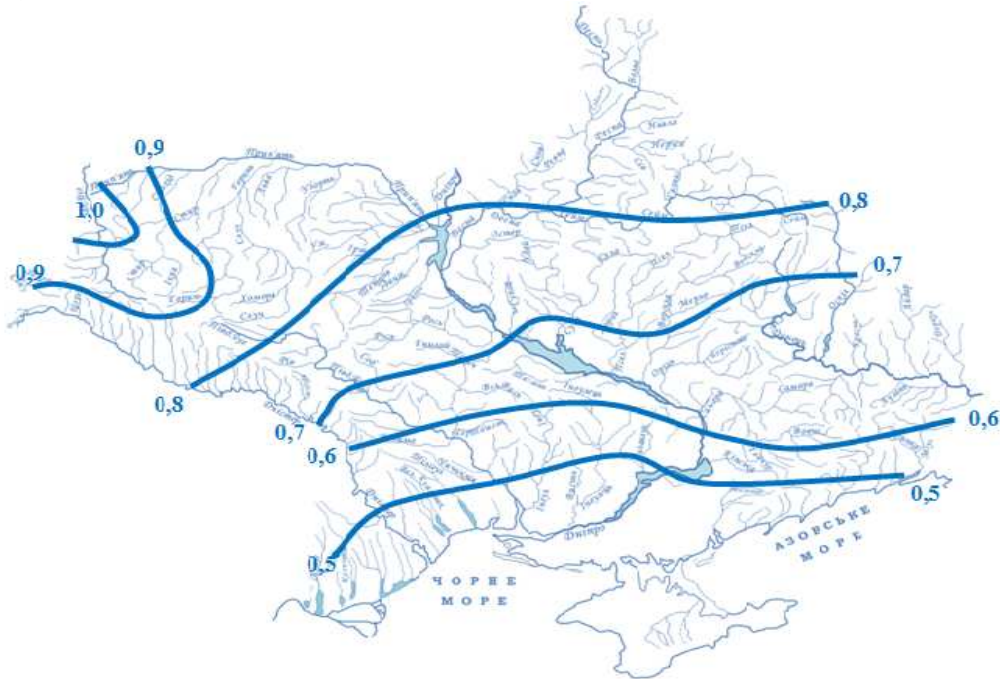


Рис.5.20- Різницеві інтегральні криві прогнозованого ходу температури повітря за моделлю RASMO2 для території рівнинної України.

Як приклад на (рис.5.21) наведені результати розрахунку та узагальнення за територією рівнинної України коефіцієнта k_{3M} , отриманого з використанням даних регіональної кліматичної моделі RASMO2 та сценаріїв RCP4.5 і RCP8.5. Аналізуючи отриманий розподіл, слід відмітити, що згідно з відносно м'яким сценарієм RCP4.5 (рис.5.21а) на період до 2050 р. прогноз щодо максимального стоку весняного водопілля неоднозначний.

Так, в басейні Західного Бугу та верхів'ях Прип'яті коефіцієнт дорівнює 1,0, тобто практично змін не очікується. Незначне зниження максимальних модулів стоку 1-відсоткової забезпеченості (на 10-20%) можна очікувати в басейнах Десни, практично всього лівобережжя Дністра і Прип'яті. В міру просування на південь значення коефіцієнтів

а)



б)

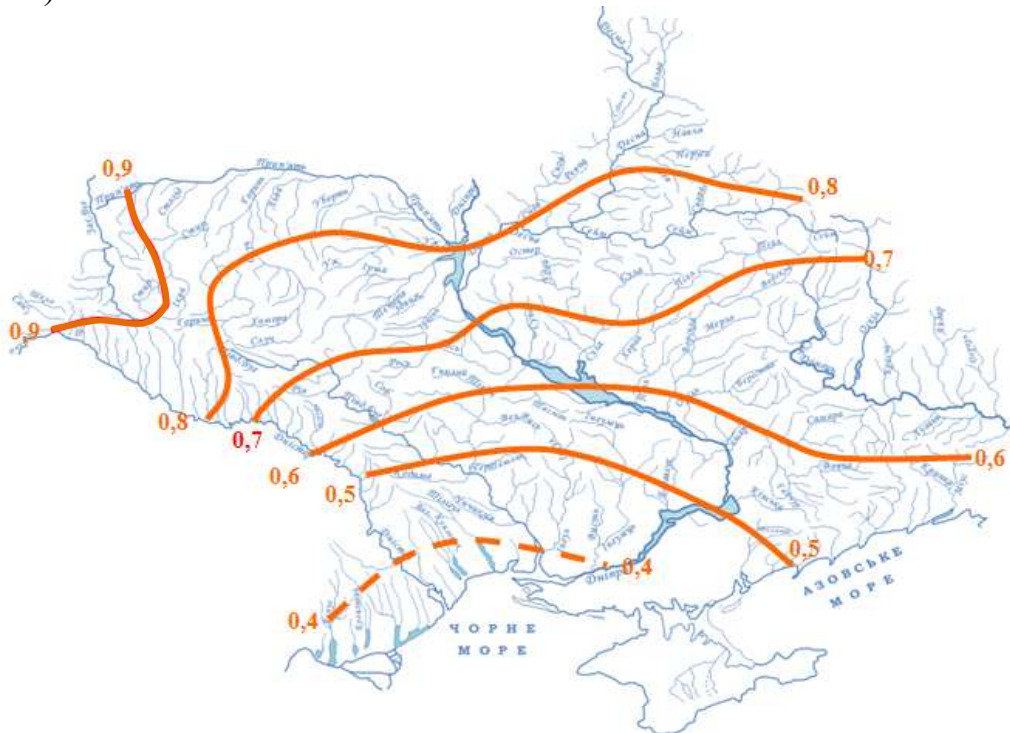


Рис. 5.21- Розподіл коефіцієнтів впливу змін клімату $k_{зм}$ на максимальні модулі стоку весняного водопілля $q_{1\%}$ по території рівнинної України (модель RASMO2, сценарій RCP4.5 (а) і RCP8.5 (б)) на період 2011- 2050 рр., відносно даних до 2010 р.

зменшуються, і відповідно збільшується величина прогнозного зменшення максимального стоку весняного водопілля. В цілому на всій території Середнього Дніпра та Сіверського Дінця очікується зменшення стоку в період весняного водопілля на 30-40%, а найбільше (до 50%) - для річок Причорномор'я і Приазов'я.

У випадку використання більш жорсткого сценарію RCP8.5 (рис.5.21б), більшість результатів схожі, але для території Причорномор'я прогнозується зниження стоку весняного водопілля до 60%. Тут слід зауважити, що зменшення стоку весняного водопілля не означає відповідного зменшення водних ресурсів в цілому. Скоріш за все, буде спостерігатися суттєвий внутрішньорічний перерозподіл водності, тобто за рахунок зниження стоку водопілля може підвищитися стік межені, а також підтвердитися тенденція до зсуву річних максимумів на більш ранні строки або збільшення випадків формування зимових паводків замість весняних водопіль[31-33].

Використання даних за моделлю RASMO2 дає можливість виконати більш детальне моделювання й для окремих басейнів. Розглянемо такий варіант на прикладі басейну Південного Бугу.

Розрахунок коефіцієнтів кліматичних змін для річок басейну р.Південний Буг за сценаріями RCP 4.5 та RCP 8.5 представлений у вигляді графіків (рис.5.23 і 5.25) і карто-схем зміни прогнозних величин коефіцієнтів змін клімату (рис.5.24-5.25, рис.5.27-5.28).

Отже, аналізуючи отримані результати, можна дійти висновку, що в басейні р.Південний Буг величини стоку під час весняного водопілля в майбутньому можуть суттєво змінитись. Аналіз отриманих результатів за сценарієм RCP 4.5, також як й для всієї території рівнинної України, показує, що в динаміці змін клімату спостерігається певна циклічність.

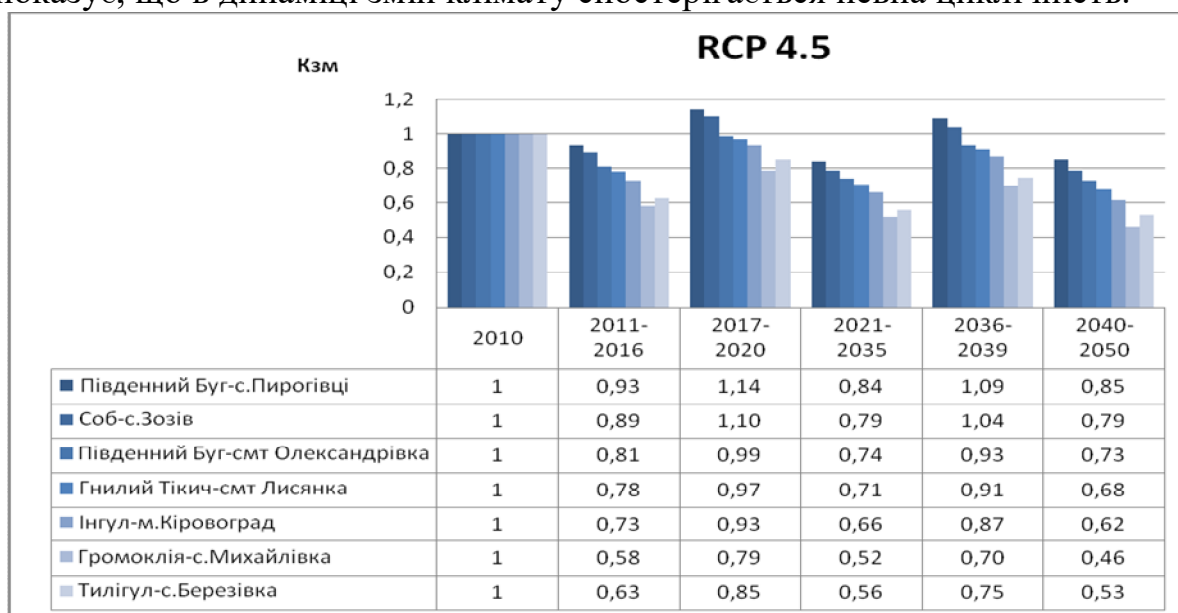


Рис.5.23 – Прогнозні середньобагаторічні значення $k_{зм}$ для врахування впливу змін клімату на максимальний стік весняного водопілля річок басейну Південного Бугу за моделлю RASMO2, сценарій RCP4.5

Так k_{3M} вказують на зменшення стоку для періоду 2011-2016рр., у верхній частині басейну (р. Південний Буг – с. Пироговці) $k_{3M}=0,93$, а у нижній частині басейну (р. Громоклія - с.Михайлівка) $k_{3M}=0,58$, тобто прогнозується зменшення стоку майже вдвічі. Для наступного періоду (2017-2020рр.), прогнозується збільшення стоку, порівняно з попереднім періодом, отже $k_{3M}=1,14$ та $k_{3M}=0,79$, відповідно. Для наступного періоду 2021-2035рр. коефіцієнти змін клімату дорівнюють $k_{3M}=0,84$ (р. Південний Буг – с. Пироговці (рис.5.23) та $k_{3M}=0,52$ (р. Громоклія - с.Михайлівка), що говорить про зменшення стоку.

В період 2036-2039рр. k_{3M} становлять 1,09 і 0,70 відповідно, що вказує на збільшення стоку, порівняно з попереднім періодом. Для періоду 2040 – 2050рр. коефіцієнти змін клімату дорівнюють $k_{3M}=0,85$ (р. Південний Буг – с. Пироговці) і $k_{3M}=0,46$ (р. Громоклія - с.Михайлівка). В цілому за сценарієм RCP 4.5 спостерігається зменшення стоку на кінець 2050 року від 20% на півночі й до 50% - на півдні розглядуваного басейну.

Для більшої наочності представлені карто-схеми для періоду 2021-2035рр. (рис.5.24а) та останнього прогнозованого періоду (2040-2050рр.) – (рис.5.24б), де коефіцієнт змін представлений у відстоках. В цілому по досліджуваній території простежується широтна зональність в змінах водності весняного водопілля. Так для періоду k_{3M} змінюються від -15% на північному заході до -40-50% на півдні. Найменші значення зменшення стоку приурочені до найвищих відміток місцевості – відрогів Подільської та Придніпровської височин, найбільші – до Причорноморської низовини.

На період 2040-2050рр. (рис.5.24б) в цілому по басейну Південного Бугу майбутні зміни стоку весняного водопілля коливаються від -15-20% на північному заході до - 50-55% на півдні. Схожі результати отримані при розрахунках кліматичних змін за сценарієм RCP 8.5 (рис.5.25) : коефіцієнти змін клімату вказують на зменшення стоку для періодів 2011-2014рр., та 2015-2020рр., у середньому по басейну $k_{3M}=0,84$, тобто прогнозується зменшення стоку на 16%.

Для наступного періоду (2021-2036рр.) коефіцієнти змін клімату вказують на збільшення стоку, порівняно з попередніми періодами, і дорівнюють $k_{3M}=0,92$ у верхній частині басейну (р. Південний Буг – с. Пироговці) та $k_{3M}=0,59$ у нижній частині басейну (р. Громоклія - с.Михайлівка). Для наступного періоду 2037-2050рр. коефіцієнти змін клімату дорівнюють $k_{3M}=0,75$ (р. Південний Буг – с. Пироговці) та $k_{3M}=0,38$ (р. Громоклія - с.Михайлівка), що говорить про зменшення стоку. В цілому за сценарієм RCP 8.5 спостерігається зменшення стоку водопілля до 60%.

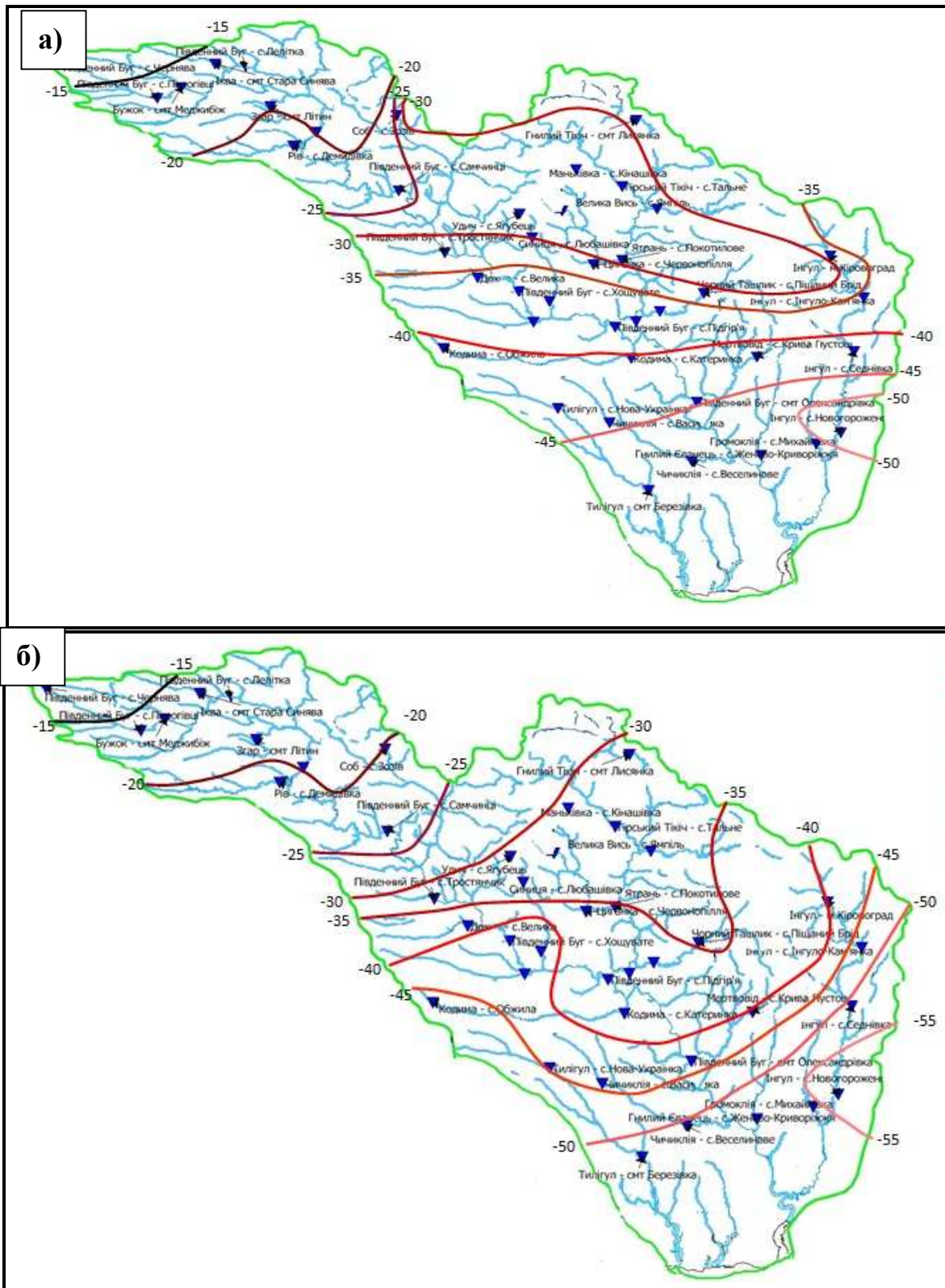


Рис. 5.24 - Карто-схема розподілу прогнозних величин коефіцієнтів змін клімату за сценарієм RCP 4.5 (а - період 2021-2035рр.; б- період 2040-2050рр), у % відносно 2010р.

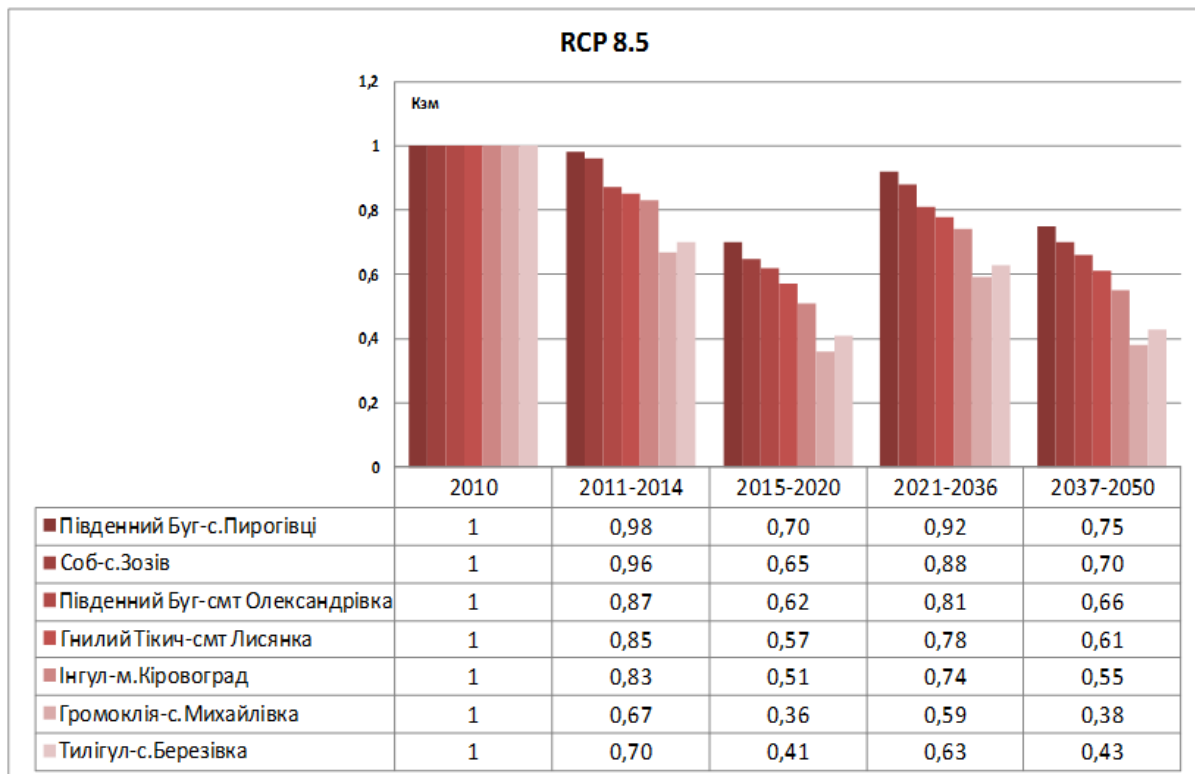


Рис. 5.25 - Прогнозні значення k_{zm} для максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок басейну Південного Бугу за моделлю RASMO2, сценарій RCP8.5

Також, як і для сценарію RCP 4.5, представлений варіант у вигляді карто-схем для двох періодів: 2021-2036рр. та 2037-2050рр. В цілому для періоду 2021-2036рр. (рис.5.26а) розподіл по території прогнозних величин коефіцієнтів змін клімату носить доволі складний характер. Ізолінії на карті змінюються в напрямку з північного заходу на південь від -5% до -40%. Найменші зменшення стоку водопілля прогноуються у верхів'ях Південного Бугу, а найбільші – в басейні р. Тилігул.

Для періоду 2037-2050рр. (рис.5.26б) ізолінії на карті змінюються в напрямку з північного заходу на південь від -25% до -60%. Практично катастрофічне зменшення максимальних витрат води прогноується у нижній частині водозбору від -55 до-60%, й помірне у верхів'ях та середній частині басейну.

З метою попередньої оцінки виконаних прогнозів досліджено хронологічний хід максимальних витрат води весняного водопілля для поста з найдовшим рядом спостережень р.Південний Буг- Олександрівка (рис.5.27).

Побудований хронологічний графік максимальних витрат води (у модульних коефіцієнтах), за даними багаторічних спостережень стаціонарної мережі (станом на 2016 р.), свідчить про продовження тенденції до зменшення стоку, таким чином прогноз щодо зменшення максимальних витрат води у період весняного водопілля на період 2011-2016 приблизно на 20% за обома сценаріями підтверджується.

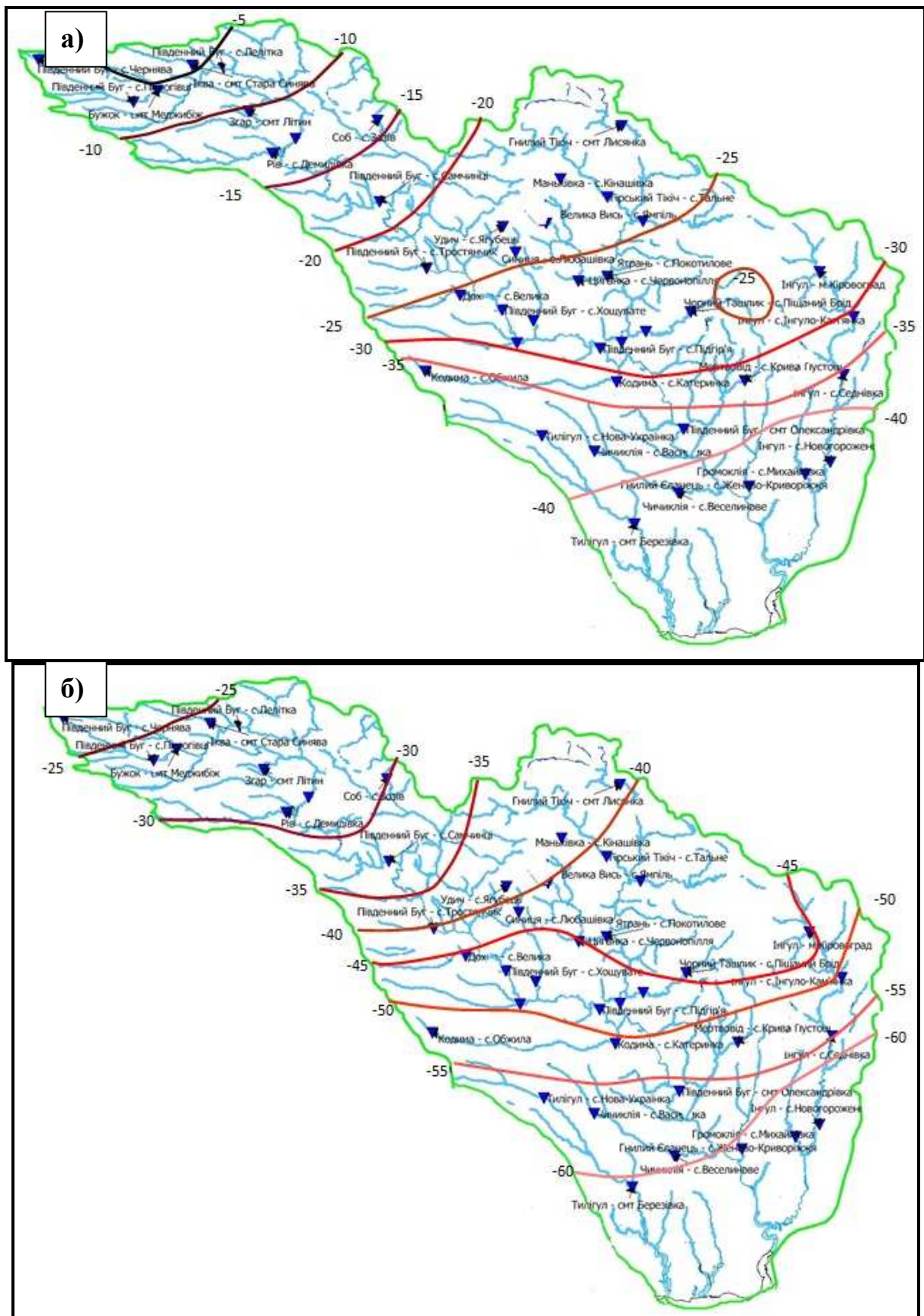


Рис. 5.26 - Карто-схема розподілу прогнозних величин коефіцієнтів змін клімату за сценарієм RCP 8.5 (а - період 2021-2036рр.; б- період 2037-2050рр), у % відносно 2010р

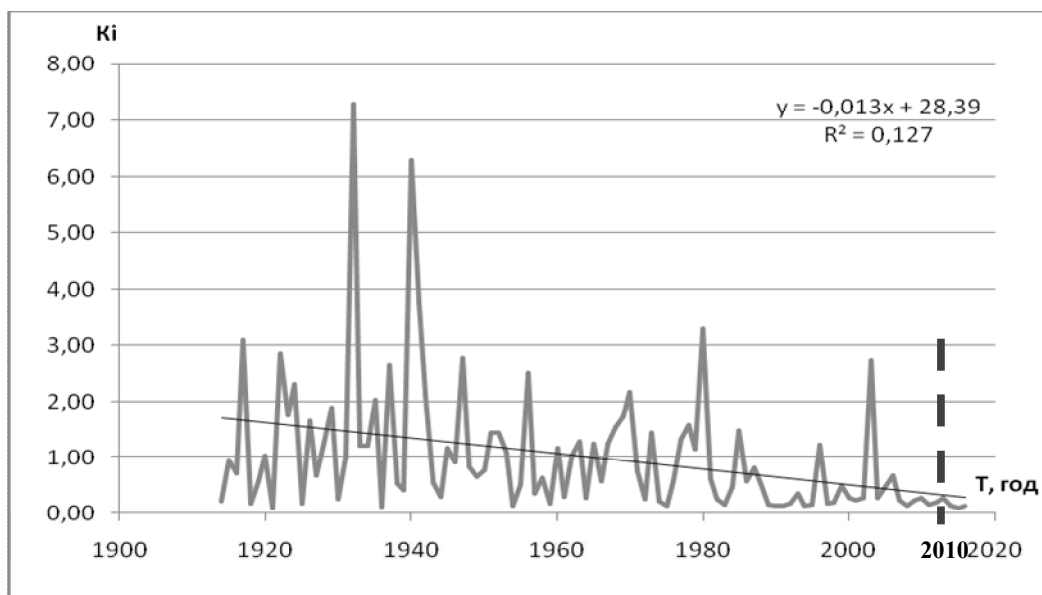


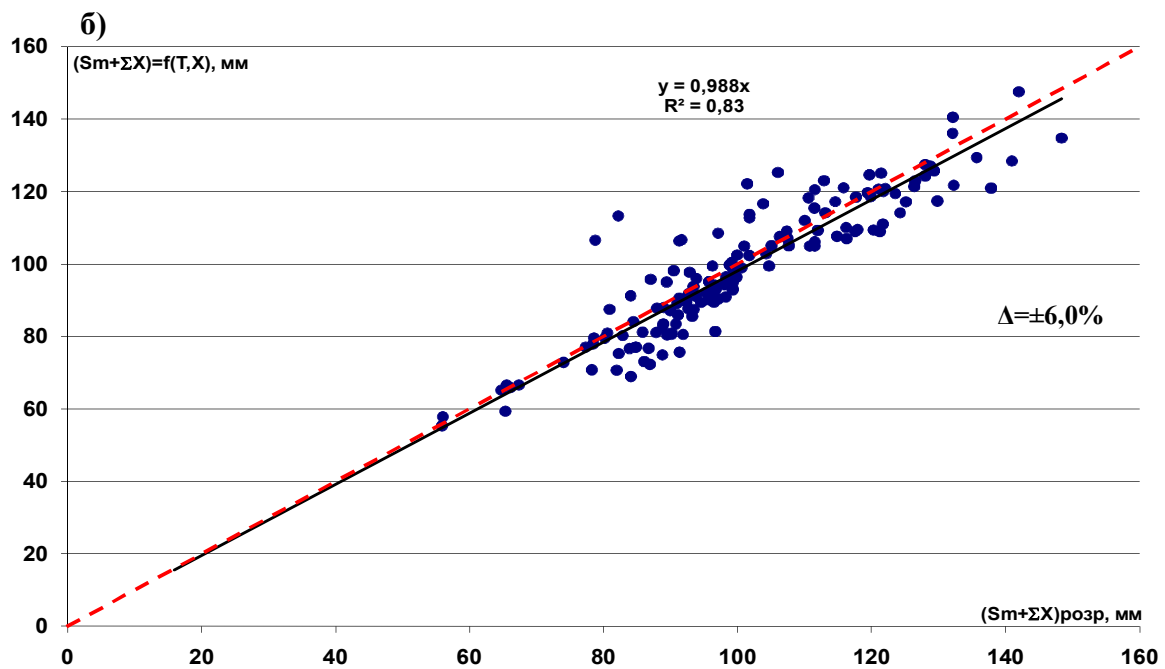
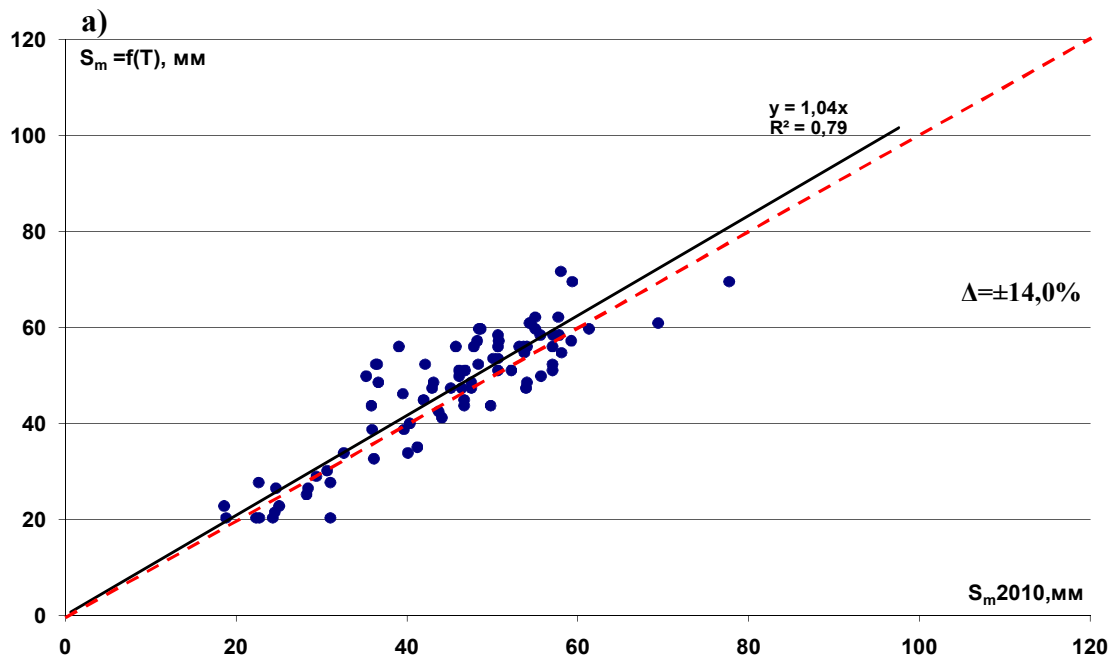
Рис. 5.27 – Хронологічний графік ходу максимальних витрат води весняного водопілля р.Південний Буг-с.Олександрівка, $F=46200 \text{ км}^2$

5.4 Верифікація розрахункової методики з врахуванням змін клімату

Як було показано п.5.2, з метою врахування можливих наслідків змін клімату на максимальний стік весняного водопілля пропонується до розрахованих за базовою операторною методикою максимальних модулів 1-відсоткової ймовірності перевищення вводити поправки у вигляді коефіцієнта впливу кліматичних змін k_{zm} , але виникає питання щодо верифікації запропонованих поправкових коефіцієнтів.

З метою оцінки точності розрахункових рівнянь (5.1-5.4), які пропонуються для отримання прогнозних значень максимальних снігозапасів, опадів і коефіцієнтів стоку, виконано порівняння величин, отриманих за кліматичними (температурами повітря та опадами) і фактичними даними (за результатами статистичної обробки до 2010р.).

На (рис.5.28а) представлено порівняння значень середньобаторічних максимальних снігозапасів, розрахованих за залежністю від середньобаторічної річної температури повітря та за результатами сучасної статистичної обробки. В цілому отримані за залежністю від температури повітря значення максимальних снігозапасів добре узгоджуються з фактичними даними, що підтверджується середнім відхиленням розрахункових значень від фактичних (на рівні $\pm 14\%$), значущим коефіцієнтом кореляції ($r=0,89$) та рівномірним розташуванням точок відносно лінії рівних значень. На (рис.5.28б) представлено аналогічне порівняння, але з додаванням суми опадів за період водопілля. На відміну від максимальних снігозапасів, ми не маємо фактичних даних для порівняння, оскільки у розрахунковій методиці сума опадів розраховується за формулою (3.1).



----- - лінія рівних значень

Рис.5.28 - Порівняння норм максимальних снігозапасів, визначених за залежністю від середньобагаторічної річної температури повітря (а), або їх суми з опадами в залежності від середньобагаторічних річних опадів (б)- (вісь ординат) і розрахованих за даними статистичної обробки за період від початку спостережень до 2010р. (а), або за базовою методикою (б) - (вісь абсцисс).

Отже на графіку наведене порівняння суми опадів і максимальних снігозапасів, отриманих за кліматичними даними та за базовою розрахунковою методикою. Збіжність даних доволі висока, (відхилення становить лише $\pm 6\%$, а коефіцієнт кореляції перевищує 0,9).

Якщо використати ще й третій прогностичний параметр (коефіцієнт стоку), то як показано на (рис.5.29), розкид точок значно збільшиться, але тим не менш коефіцієнт кореляції залишається значущим (0,72).

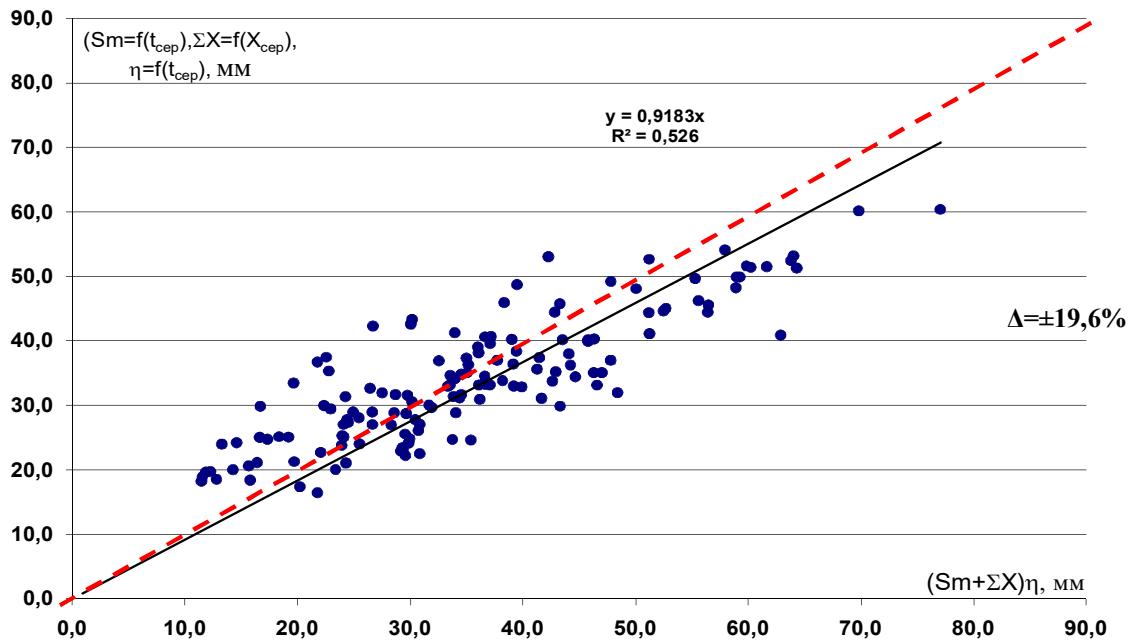


Рис.5.29 - Порівняння прогностичних величин максимальних снігозапасів, суми опадів та коефіцієнтів стоку (вісь ординат) з розрахованими за базовою методикою (вісь абсцис) за даними по 2010р. включно.

Відхилення прогностичних значень від розрахованих за базовою методикою в цьому випадку становить $\pm 19,6\%$, що по суті знаходиться на рівні точності вихідної інформації по максимальному стоку річок ($\pm 20\%$).

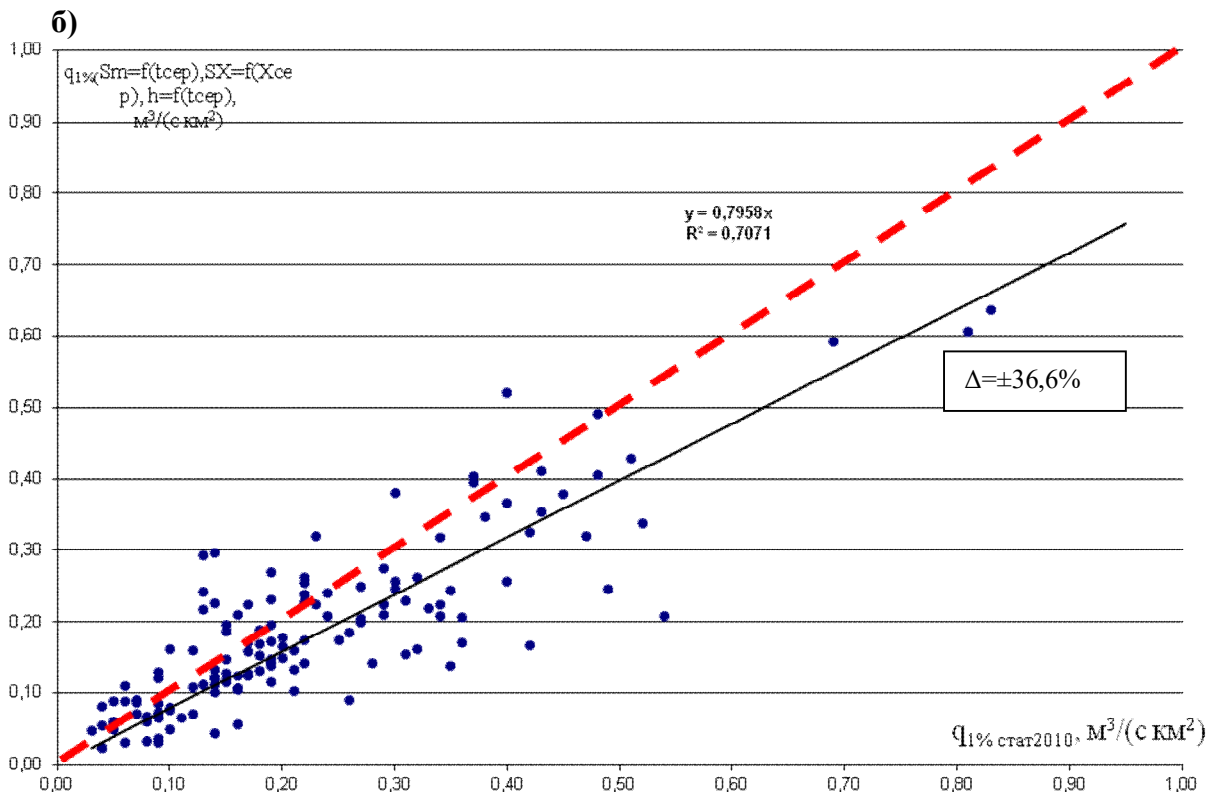
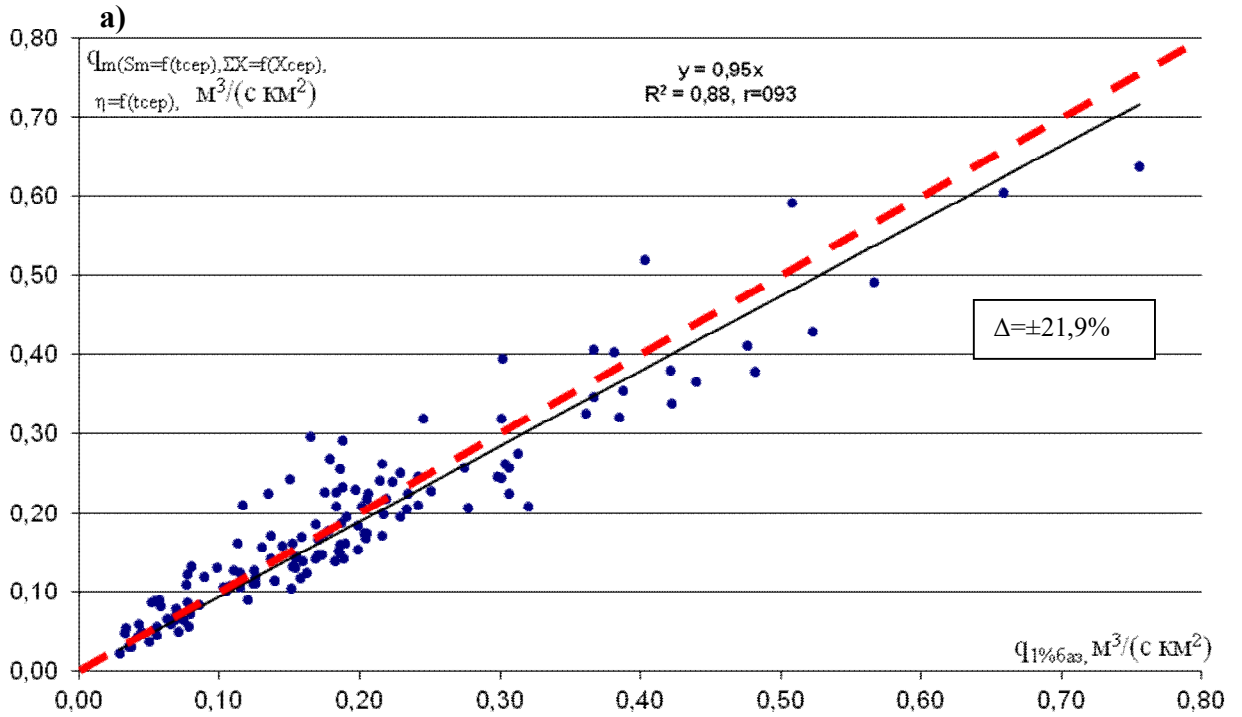
Подальшею задачею стало порівняння кінцевих розрахункових параметрів (1-відсоткових максимальних модулів стоку весняного водопілля) визначених за кліматичними даними, базовою методикою та за результатами статистичної обробки (станом на 2010р.). Результати представлені на (рис.5.30). У першому випадку, при порівнянні модулів отриманих з використанням кліматичних даних та за базовою методикою, відхилення становить $\pm 21,9\%$, що знаходиться на рівні точності вихідної інформації $\pm 21,4\%$.

При порівнянні модулів 1-відсоткової забезпеченості з даними статистичної обробки похибка збільшується до $\pm 36,6\%$, але збіжність результатів можна визнати задовільною, враховуючи значущий коефіцієнт

кореляції ($r=0,84$) та доволі рівномірне розташування точок відносно лінії рівних значень.

Таким чином, проведені порівняльні розрахунки показали:

- добру збіжність отриманих за кліматичними та фактичними даними значень основного розрахунково параметра - середньобаторічних максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля;
- з використанням прогнозних снігозапасів, опадів та коефіцієнтів стоку дещо знижується точність розрахунку, але вона знаходиться на рівні точності вихідної інформації по максимальному стоку річок;
- проведена верифікація свідчить про можливість використання запропонованих залежностей з метою отримання середніх багаторічних прогнозних значень максимальних снігозапасів, опадів та коефіцієнтів стоку весняного водопілля у майбутньому;
- можливість окремого виконання розрахунків з використанням кліматичних даних, як варіант реалізації розрахункової схеми в умовах змін клімату.



----- - лінія рівних значень

Рис.5.30 - Порівняння максимальних модулів стоку весняного водопілля 1-відсоткової забезпеченості, розрахованих за кліматичними даними (вісь ординат) і за базовою методикою (а) та даними статистичної обробки до 2010р. (б)- (вісь абсцис);

ВИСНОВКИ

Представлена монографія є закінченим науковим дослідженням, у якому вирішена актуальна наукова проблема щодо теоретичного обґрунтування та практичної реалізації на сучасних вихідних даних єдиної методики визначення максимальних витрат води весняного водопілля рідкісної ймовірності перевищення з урахуванням кліматичних змін, які відбуваються на території рівнинної України.

Необхідність розробки такої методики зумовлена практичною відсутністю на цей час в Україні нормативного документу з визначення основних розрахункових характеристик стоку річок. Представлена методика може бути рекомендована в якості розрахункової для визначення максимального стоку весняного водопілля невивчених рівнинних річок України при створенні нових нормативних документів в галузі гідрологічних розрахунків.

Під час обґрунтування основних параметрів запропонованої моделі вперше отримані такі наукові результати:

1. В період регіональних і глобальних змін клімату на лівобережжі Дніпра й в басейні Сіверського Дінця спостерігається тенденція до більш ранніх дат сніготанення та проходження водопілля, а на решті території навпаки - наявна тенденція до збільшення випадків зимових паводків замість весняних водопіль. Тим не менш на рівнинній території України річні максимуми, як і раніше, спостерігаються у весняний період року.

2. Просторово-часовий аналіз закономірностей розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України, за даними спостережень від їх початку й до 2010 року включно, дозволив здійснити районування рівнинної території України за циклічністю коливань максимального стоку весняного водопілля. Представлена схема районування рекомендується для подальшого використання з метою класифікації річок і в розрахункових методиках.

3. Враховуючи наявність повних циклів коливань водності, обґрунтована та виконана стандартна статистична обробка часових рядів характеристик максимального стоку весняного водопілля річок рівнинної частини України за даними спостережень 340 гідрологічних постів. На основі отриманих статистичних параметрів, уточнених в межах фізико-географічних зон, визначені величини максимальних витрат води та шарів стоку весняного водопілля для рівнинних річок України опорної забезпеченості ($P=1\%$).

4. Удосконалена науково-методична база щодо просторово-часових узагальнень максимальних снігозапасів та опадів під час весняного водопілля як складових розрахункової схеми. Уявлення про просторовий розподіл середньобогаторічних величин максимальних снігозапасів на поверхні водозборів рівнинної частини України (на відкритій місцевості) дає відповідна карта-схема; для врахування впливу залісеності на снігонакопичення обґрунтоване регіональне розрахункове рівняння.

5. За даними розташованих у межах розглядуваної території метеостанцій, досліджені інтегральні залежності кількості опадів від тривалості водопілля, які дозволяють використовувати їх в подальшому у розрахунковій схемі для визначення максимальних витрат води весняного водопілля.

6. Дослідження величин коефіцієнтів стоку в період весняного водопілля, розрахованих на базі даних до 2010 р. про шари стоку, максимальні снігозапаси та опади, показало наявність значущої залежності між ними і площами водозборів. З метою врахування цього факту, виконаний розрахунок коефіцієнтів стокоутворення, які в подальшому узагальнені за територією у вигляді карта-схеми.

7. За даними 340 гідрологічних постів для рівнинної території України обґрунтовані розрахункові величини характеристик схилового припливу. Коефіцієнт схилового припливу рекомендується вважати осередненим на рівні 12,51, а тривалість схилового припливу визначати з урахуванням ступеня впливу інтразональних факторів за представленою схемою районування (за басейновим принципом і в межах фізико-географічних зон).

8. В процесі обґрунтування розрахункових параметрів базової методики визначені чисельні значення трансформаційної функції для досліджуваних водозборів на території рівнинної України. Для випадку відсутності необхідної для розрахунку трансформаційної функції морфометричної інформації, запропоновано спрощений варіант визначення $\psi(t_p / T_0)$ в залежності від площі водозборів та в межах різних фізико-географічних зон.

9. В залежності від площі водозборів виконане узагальнення коефіцієнтів русло-заплавного водообміну та регулювання. Запропоновано окреме визначення цього параметра для малих річок з площею меншою ніж 100 км².

10. Уточнені в межах фізико-географічних зон величини перехідних коефіцієнтів від 1-відсоткової до інших забезпеченостей.

11. Отримані результати моделювання можливих змін величин максимальних витрат води підчас весняного водопілля в умовах нестійкого клімату за різними моделями та сценаріями. Для різних водозборів і сценаріїв вони суттєво різняться, але практично у всіх випадках на період до 2050 р. прогнозується суттєве зниження стоку весняного водопілля річок рівнинної території України – від 10-20% на півночі досліджуваної території до 40-50% - на півдні.

12. Для рівнинних річок України виконана реалізація та верифікація модифікованого автором варіанта розрахункової методики для визначення характеристик весняного водопілля в умовах змін клімату шляхом визначення й обґрунтування всіх розрахункових параметрів рівняння (2).

13. Результати перевірних розрахунків максимальних модулів стоку весняного водопілля 1-відсоткової забезпеченості за базовою методикою

свідчать про те, що середнє відхилення розрахункових величин від вихідних значень становить $\pm 20,5\%$. При порівнянні максимальних модулів 1-відсоткової забезпеченості, отриманих з використанням кліматичних даних і за базовою методикою, відхилення становить $\pm 21,9\%$. Це повною мірою відповідає точності вимірювання максимальних витрат води на стаціонарній мережі Гідрометслужби України і точності вихідної інформації по витратах води $Q_1\%$, яка дорівнює $\pm 21,4\%$.

14. Порівняння максимальних модулів весняного водопілля 1-відсоткової забезпеченості, отриманих за кліматичними даними та в результаті статистичної обробки часових рядів максимальних витрат води весняних водопіль свідчить про збільшення похибки до $\pm 36,6\%$, але збіжність результатів можна визнати задовільною, враховуючи значущий коефіцієнт кореляції ($r=0,84$) і певну невизначеність самих даних кліматичного моделювання.

15. Представлена методична база для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в умовах змін клімату дозволяє її реалізувати без будь-яких обмежень та доробок і рекомендувати до практичного використання для територій з весняним водопіллям річок.

16. Подальший розвиток наукових досліджень може бути пов'язаний з оцінкою впливу змін клімату на мінімальний стік річок, а також з використанням індексів посушливості (в якості індикатора кліматичних змін).

17. Практичне значення одержаних результатів підтверджується актами їх впровадження у виробничу діяльність Регіонального наукового центру з водних проблем «Фобіус», Українського гідрометеорологічного інституту, а також Гідрометцентру Чорного та Азовського морів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

Розділ 1

1. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеса: ТЕС, 2014. 484 с.
2. Нежиховский Р.А. Руслонная сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Ленинград: Гидрометеиздат, 1971. 473 с.
3. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Экстремальные природные явления в русских летописях XI—XVII веков. Ленинград: Гидрометеиздат, 1983. 240с.
4. Communication from the Commission to the European Parliament and the Council - A solidarity-based initiative - The European Community response to the flooding in Austria, Germany and several applicant countries [[COM \(2002\) 481 final](#)].
5. Науково-експертний висновок про природні й техногенні причини проходження паводків у листопаді 1998 та березні 2001 років у Закарпатській області [http://dklg.kmu.gov.ua/forest/control/uk/publish/article;jsessionid=99123F171CFC35973B3B8DC1D4203A27?art_id=59579&cat_id=59483]
6. 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](http://www.isgeo.kiev.ua) (дата звернення: 15.03.2015).
7. Киевские наводнения XX века. [URL: http://photohistory.kiev.ua/](http://photohistory.kiev.ua/) (дата звернення: 15.08.2017).
8. Шакірянна Ж. Р. Просторові закономірності у розподілі шарів стоку весняного водопілля рівнинних річок України // [Географія та туризм](#). 2014. Вип. 31. С. 170-178.
9. Бойко В.М., Петренко Л.В. Гідрологічний режим річок України у 2010-2013 рр. та його прогнозування. [URL: http://meteo.gov.ua/files/content/docs/Jitomir/4.pdf](http://meteo.gov.ua/files/content/docs/Jitomir/4.pdf) (дата звернення: 27.08.2017).
10. Blöschl Günter, Gaál Ladislav, Hall Julia, Kiss Andrea, Komma Jürgen, Nester Thomas, Parajka Juraj, Perdigão Rui A. P., Plavcová Lenka, Rogger Magdalena, Salinas José Luis, Viglione Alberto. Increasing river floods: fiction or reality? *WIREs Water* 2015, 2: 329-344. [doi: 10.1002/wat2.1079](https://doi.org/10.1002/wat2.1079)
11. Hall J, Arheimer B, Borga M, Brázdil R, Claps P, Kiss A, Kjeldsen TR, Kriaučiūnienė J, Kundzewicz ZW, Lang M, et al. Understanding flood regime changes in Europe: a state of the art assessment. *Hydrol Earth Syst Sci* 2014, 18:2735–2772. [doi:10.5194/hess-18-2735-2014](https://doi.org/10.5194/hess-18-2735-2014)
12. Kundzewicz ZW, ed. Changes in Flood Risk in Europe. IAHS Special Publ. No. 10. Wallingford: IAHS Press; 2012, 516 + xvi pp.
13. Blöschl G, Nester T, Komma J, Parajka J, Perdigão RAP. Das Juni-Hochwasser 2013—Analyse und Konsequenzen für das Hochwasserrisikomanagement (The June 2013 flood—analysis and implications

for flood risk management). Z Österreich Ingen-&-Architekten-Ver 2013, 158:141–152.

14. Blöschl, G. et al. (2017) Changing climate shifts timing of European floods. Science. Vol. 357, Issue 6351, pp. 588-590. [doi: 10.1126/science.aan2506](https://doi.org/10.1126/science.aan2506)

15. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters [Електронний ресурс]: Internationally Reported Losses 1990 - 2014 EMDAT. [URL: http://www.preventionweb.net/countries/ukr/data/](http://www.preventionweb.net/countries/ukr/data/) (дата звернення: 12.08.2017).

16. EM-DAT (Feb. 2015) - The OFDA/CRED - International Disaster Database. [URL: http://www.emdat.be](http://www.emdat.be) - Université catholique de Louvain Brussels - Belgium (дата звернення: 12.08.2017).

17. UNISDR(2015).Making Development Sustainable: The Future Disaster Risk Management. Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction. Geneva, Switzerland: United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNISDR).

18. Source Index for Risk Management 2019 (INFORM 2019) - Inter-Agency Standing Committee Task Team for Preparedness and Resilience and the European Commission. [URL: http://www.inform-index.org](http://www.inform-index.org) (дата звернення: 10.07.2019).

19. А.А. Соколов "Гидрография СССР". Л: Гидрометеиздат, 1964. 355с.

20. Ландшфти України [URL: http://geomap.land.kiev.ua/landscape.html](http://geomap.land.kiev.ua/landscape.html) (дата звернення: 12.06.2016).

21. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / за ред. В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. К.:Ніка-Центр, 2006. 312 с.

22. Звіт про науково-дослідну роботу «Проведення просторового аналізу тенденцій зміни частоти та інтенсивності екстремальних гідрометеорологічних явищ на території України внаслідок зміни клімату». 2013. [URL: http://uhmi.org.ua/project/rvndr/extrime.pdf](http://uhmi.org.ua/project/rvndr/extrime.pdf) (дата звернення: 02.08.2017).

23. Клімат України / за ред. В.М. Ліпінського. Київ: Вид-во Раєвського, 2003. 344 с.

24. Кліматичний кадастр України: стандартні кліматичні норми за період 1961-1990 рр. Київ: ЦГО, 2006. 446 с.

25. Клімат України: у минулому...і майбутньому? / М.І.Кульбіда, М.Б.Барабаш, Л.О.Єлістратова, Т.І.Адаменко, Н.П. Гребенюк, О.Г.Татарчук, Т.В.Корж / за ред. М.І.Кульбіди, М.Б.Барабаш: Монографія. К.: Сталь, 2009.234 с.

26. Мартазінова В. Ф., Свєрдлик Т.А. Зміни великомасштабної атмосферної циркуляції повітря протягом ХХ ст. та її вплив на погодні умови і регіональну циркуляцію повітря в Україні // Український географічний журнал. 2001. № 2. С. 24–34.

27. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). Київ: Ніка–Центр, 2010. 316 с.
28. Лобода Н.С., Мельник С.В. Многолетняя изменчивость климата и водного режима рек Подолии // Український гідрометеорологічний журнал. – 2009. №5. С.184-191.
29. Звіт про науково-дослідну роботу: «Розроблення сценаріїв зміни кліматичних умов в Україні на середньо- та довгострокову перспективу з використанням даних глобальних та регіональних моделей», 2013. [URL: http://uhmi.org.ua/project/rvndr/climate.pdf](http://uhmi.org.ua/project/rvndr/climate.pdf) (дата звернення: 03.08.2017).
30. Кліматичні дані по Україні. [URL: http://www.cgo.kiev.ua/index.php?fn=u_klimat&f=ukraine&p=1](http://www.cgo.kiev.ua/index.php?fn=u_klimat&f=ukraine&p=1) (дата звернення: 05.08.2017).
31. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Зміни гідрометеорологічних характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України // [Український гідрометеорологічний журнал](#). 2012. № 10. С.133-142.
32. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Дослідження впливу сучасних змін клімату на характеристики максимального стоку весняного водопілля на річках Полісся // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2010. Т.3(20). С. 50-59.
33. Ovcharuk V, Gopchenko E., Shakirzanova J., Semenova I. Scientifically methodical approaches for taking into account of global changes of climate at the calculations of maximal runoff of the rivers // 7th International Scientific Conference on the Global Water and Energy Cycle. The Hague, The Netherlands, 14-17 July 2014. [URL: http://gewex.org/2014conf/pdfs/Ovcharuk_9_20.pdf](http://gewex.org/2014conf/pdfs/Ovcharuk_9_20.pdf)
34. Балабух В.О. Мінливість дуже сильних дощів і сильних злив в Україні // Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. №257, 2008. С. 61-72.
35. Corobov, R., Sheridan, S., Overcenko, A. and N. Terinte. Air temperature trends and extremes in Chisinau (Moldova) as evidence of climate change // *Clim. Res.* 2010. Vol.42: 247–256.
36. Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, et al. Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the IPCC* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. 94 pp.
37. Gnatiuk, N., S. Krakovska, L. Palamarchuk, A. Bilozero. Climate change projections for Ukraine in the 21st century based on the best RCM ensembles // *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 15, EGU2013-889-1, 2013.
38. Haylock, M.R., N. Hofstra, A.M.G. Klein Tank, E.J. Klok, P.D. Jones, M. New. 2008: A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J. Geophys. Res (Atmospheres)*, 113, D20119, [doi:10.1029/2008JD10201](https://doi.org/10.1029/2008JD10201)

39. Паламарчук Л.В., Краковська С.В., Шедеменко І.П., Дюкель Г.О., Гнатюк Н.В. Верифікація даних світового кліматичного центру (CRU) та регіональної моделі клімату (REMO) щодо прогнозу поля опадів в Україні за контрольний період 1961-1990 рр. // [Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту](#). № 258. 2009. С. 69-83.
40. Decadal Climate Variability. CLIVAR Exchanges No. 72, June 2017 [URL: http://www.clivar.org](http://www.clivar.org) (дата звернення: 05.07.2017).
41. Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным. Санкт-Петербург, 2010. 162 с.
42. Крестовский О.И. Влияние вырубок и восстановления лесов на водность рек. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 186 с
43. Молчанов А.А. Гидрологическая роль леса. М.: Изд. АН СССР, 1960. 487 с.
44. Рахманов В.В. Влияние лесов на водность рек в бассейне Верхней Волги // Тр. Гидрометцентра СССР. 1971. Вып. 88. 175 с.
45. Дубах А.Д. Лес как гидрологический фактор. М.-Л.: Гослесбумиздат, 1951. 124с.
46. Соколовский Д.Л. Речной сток. Ленинград: Гидрометеиздат, 1968. 538 с.
47. Гопченко Е. Д., Овчарук В.А., Романчук М.Е. К вопросу о влиянии закарпатских лесов на величину максимального стока рек // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2009. вип.8 . С.188-192.
48. Гопченко Е.Д., Погорелова М.П., Гопций М.В. Средний многолетний слой весеннего половодья в бассейне р.Прип'ять // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2006. Вип. 3.С. 195-200.
49. Чубатий О.В. Гірські ліси – регулятори водного режиму. Ужгород: Карпати, 1984. 104 с.
50. Кульчицький-Жигайло І.Є., Ошуркевич О.Є. Вплив лісу на формування зимових паводків в Бескидах // Науковий вісник НЛТУ України. 2007. Вип. 17.1. С. 23-28.
51. Овчарук В.А. К вопросу о влиянии карста на продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть / № 42 –Ук 2001. 7с. Деп. ГНТБ Украины 05.03.2001.
52. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. Одесса: ТЭС, 2002. 110 с.
53. 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.
54. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д., Траскова А.В. Нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні річки

Дністер: Монографія. Одеський державний екологічний університет. Х.:ФОП Панов А.М., 2017. 252 с.

55. Ovcharuk V., Gopchenko E. Modeling of the forming spring flood runoff on Plain rivers of Ukraine // 33rd International Geographical Congress, 21-25 August 2016, Beijing, China. P. 2002.

56. Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.: Изд. АН СССР, 1945. 120 с.

57. Салазанов В.В. Весенний сток рек бассейна Верхнего Днепра. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 141 с.

58. Рахманов В.В. Влияние лесов на формирование снежных запасов // Метеорология и гидрология. 1956. №11. С.21-28.

59. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снеготзапасов. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 169 с.

60. Вершинина Л. К. О соотношениях снеготзапасов в поле, в лесу и в овражно-балочной сети на речных водосборах // Тр. ГГИ. 1972. Вып.194. С.93 – 118.

61. Пашова Л.Т. Расчет средних в бассейне снеготзапасов с учетом снеготнакопления в лесу // Тр. УкрНИГМИ. 1965. Вып. 51. С. 53 – 58.

62. Крыжановская А.Б. О неравномерности снеготзалегания и ее учете при определении снеготзапасов // Тр. УкрНИГМИ. 1965. Вып. 51. С. 47 – 56.

63. Грун П.В., Сироткин Ю.Д. Формирование снежного покрова в сосновых лесах разной густоты // Сб. работ гидрометцентров Белорусского УГКС и Литовского УГКС. 1985. Вып. 1. С. 50 – 56.

64. Воронков В.А. Роль лесов в охране вод. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 285 с.

65. Казакова А. О. Основні гідрометеорологічні чинники весняного водопілля в басейні р.Південний Буг в сучасних кліматичних умовах. МатеріалиXV науковоїконференціїмолодихвчених, 10-13 травня. Одеса. 2016. С. 69-70

66. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: Учебное пособие. К.: КНТ, 2005. 240 с.

67. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А.Розробка науково-методичної бази для нормування максимального стоку в басейні Дніпра // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. Матеріали п'ятої всеукраїнської наукової конференції 22-24 вересня 2011р., м. Чернівці. 2011. С.34-37.

68. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Траскова А.В. Влияние типов подстилающей поверхности на величину максимальных снеготзапасов к началу весеннего половодья (на примере бассейна р.Днестр) // Актуальные вопросы аграрной науки. Иркутск, 2014. Вип. 13. С.30-37.

69. Овчарук В.А. Максимальний стік весняного водопілля річок України: розрахункові моделі та їх реалізація: дис. ... д-р геогр. наук: 11.00.07 / Одеськ. держ. екол-ний ун-т. Одеса, 2017. 569 с.

70. Ford, D. C. Karst Hydrogeology and Geomorphology. [Text] / D. C. Ford, P. W. Williams. – Wiley, Chichester., 2007. 562 p.
71. Кадастр пещер Украины: методические материалы и перечень / [Климчук А. Б., Амеличев Г. Н., Андраш В. В. и др.]. Симферополь: УИСК-УСА, 2008. 75с.
72. Экологическая геология Украины: Справочное пособие / [Е.Ф. Шнюков, М.Г. Демчишин, В.М. Шестоपालов, Е.А.Яковлев, Г.Г.Стрижельчик и др.]. К. : «Наукова думка», 1993. 407 с. (Ин-т геологических наук, НАН Украины).
73. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / Под ред. М.С.Каганера. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.
74. Ресурсы поверхностных вод СССР Т.6. Украина и Молдавия. Вып.2. Среднее и нижнее Поднепровье / Под ред. М.С.Каганера. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 656 с.
75. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.3. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья / Под ред. М.С.Каганера. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 492 с.
76. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Траскова А.В. Науково-методична база для визначення тривалості схилового припливу під час дощових паводків і весняних водопіль // [Український гідрометеорологічний журнал](#). 2014. № 14. С. 205-212.
77. Овчарук В.А., Траскова А.В. Обґрунтування характеристик схилового припливу в період весняного водопілля на річках правобережжя Дністра// Геополітика і екогеодинаміка регіонів. Наук. журнал. Т.10. 2014. Вип.1. С.771-776.
78. Овчарук В.А. Особенности применения формулы операторного типа для расчета максимального стока рек в различных физико-географических условиях // [Метеорологія, кліматологія та гідрологія](#), 2008. Вип. 50, ч.2. С. 93-101.
79. Роль лісів у підтримці водного балансу в умовах Українських Карпат Мирослав Кабаль, лабораторія лісознавства Карпатського БЗ, Ukrainian Nature Conservation Group [URL: http://pryroda.in.ua/miniges/rol-lisiv-u-pidtrymtsi-vodnoho-balansu-v-umovah-ukrayinskyh-karpat/](http://pryroda.in.ua/miniges/rol-lisiv-u-pidtrymtsi-vodnoho-balansu-v-umovah-ukrayinskyh-karpat/)
80. Кіндюк Б.В., Овчарук В.А. Дослідження динаміки руслової місткості малих річок басейну річки Ріка за період листопадового паводка 1998 р.// Історія Української географії. Тернопіль, 2005. вип.11. С.59 – 63.
81. Калущкий І.Ф., Олійник В.С. Стихійні явища в гірсько – лісових умовах Українських Карпат (вітровали, паводки, ерозія ґрунту). Львів: Камула, 2007. 240 с.
82. Гопченко Е.Д., Деркач Т.В. Продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть в период весеннего половодья на территории левобережья верхнего Днепра // Киев. 1990. 11с. Деп в УкрНИИНТИ 20.09.90, №1614 Ук-90.

83. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР. Київ: Видав. АН УРСР, 1957.163 с.

84. Шакірманова Ж.Р. Методика територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля та її реалізація в межах рівнинної території України // Український гідрометеорологічний журнал.2011. № 9.С.141-150

Розділ 2

1. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є. Удосконалення розрахунково-нормативної бази для визначення характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2017. Вип.21. С.49-55.

2. 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.

3. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник для студентів ВНЗ. Одеський гідрометеорологічний інститут. Одеса: ТЕС, 2014. 483 с.

4. Руководство по гидрологической практике. Том II Управление водными ресурсами и практика применения гидрологических методов. Шестое издание, ВМО. 168. 2012 г. 324 с.

5. Singh, V.P., 1988: Hydrologic Systems. Rainfall-Runoff Modeling, Vol. I, Englewood Cliffs, Prentice Hall. 480 pp.

6. Корень В. И., Кучмент Л. С. Математическое моделирование процессов формирования стока на водосборе // Труды Гидрометцентра СССР.1972. Вып.81. С.3-32.

7. Bergstorm, S., 1992: The HBV model – its structure and applications. SMHI Reports RH, No. 4, Norrkping, Sweden. 35 pp.

8. Bergstorm, S., 1995: The HBV model. In Singh, V.P. (ed): Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resources Publications. Colorado, United States, 443. 476.

9. Beldring, S., K. Engeland, L.A. Roald, N.R. Saelthun and A. Voks, 2003: Estimation of parameters in a distributed precipitation – runoff model for Norway. Hydrology and Earth System Sciences, 7(3):304–316.

10. SNA, 1995: Climate, Lakes and Rivers, The National Atlas of Sweden, Almqvist and Wiksell International, Stockholm.

11. Hughes, D.A. and W. Metzler, 1998: Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield of semiarid catchments in Namibia, Hydrological Science Journal, 43(2):283–297

12. Seibert, J. and Vis, M. (2012). Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16. 3315–3325. 2012.
13. Zhao, R.; Zhuang, Y.; Fang, L.; Liu, X.; Zhuang, Q. The Xinanjiang Model, Hydrological Forecasting—Prévisions hydrologi, Proceedings Oxford Symposium; IAHS-AISH Press: Wallingford, UK, 1980; No. 129; pp. 351–356. Available online: http://hydrologie.org/redbooks/a129/iahs_129_0351.pdf (accessed on 18 September 2017).
14. Zhao, R. Watershed Hydrological Model-Xinanjiang Model and Northern Shaanxi Model; Water Resources and Electric Power Press: Beijing, China, 1983. [Google Scholar]
15. Bao, W.; Zhao, L.; Wang, J.; Wang, H.; Qian, K. Linearized calibration of vertically-mixed runoff model parameters. *J. Hydroelectr. Eng.* 2014. 33. 85–91. (In Chinese) [Google Scholar]
16. G Kan, X He, L Ding, J Li, K Liang, Y Hong. Study on Applicability of Conceptual Hydrological Models for Flood Forecasting in Humid, Semi-Humid Semi-Arid and Arid Basins in China. *Water* 2017. 9(10). 719; [doi:10.3390/w9100719](https://doi.org/10.3390/w9100719)
17. Duan, Q.; Sorooshian, S.; Gupta, V. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *J. Hydrol.* 1994.158. 265–284.
18. Sajikumar, N. and B. Thandaveswara, 1999. A nonlinear rainfall runoff model using an artificial neural network. *Journal of Hydrology*, 216: 32-35
19. Tokar, A.S. and M. Markus, 2000. Precipitation runoff modeling using artificial neural networks and conceptual models. *J. Hydro. Eng., ASCE*, 5 (2): 156-161.
20. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 447 с.
21. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1973. 111 с.
22. Gopchenko E.D., Ovcharuk V.A. Theoretical ground of normative base for calculation of the characteristics of the maximal runoff and its practical realization. *Transboundary Floods: Reducing Risks through Flood Management*. Springer, 2006. P.91-99
23. Гопченко Є. Д., Романчук М. Є., Головатюк Г. С., Бін Салім Фуад Фараг Салем, Овчарук В.А. Аналіз діючої в Україні нормативно-розрахункової бази в галузі максимального стоку дощових паводків // Український гідрометеорологічний журнал. 2009. № 5. С. 173-178.
24. 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.
25. Гопченко Є.Д., Бояринцев Є.Л., Овчарук В.А., Сербов М. Г. Розробка науково-методичної бази для визначення зон затоплення від

дощових паводків в басейні р.Дністер (на прикладі Жидачівського району Львівської області) // Український гідрометеорологічний журнал. 2012. №10. С.106-115.

26. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. Особливості застосування редуційних формул максимального стоку річок // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2013. Т. 1. С. 37-43.

27. 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.

28. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С., Романчук М.Є. Удосконалення нормативної бази для визначення розрахункових характеристик максимального стоку річок у межах Причорноморської низовини // Український гідрометеорологічний журнал. 2014. № 15. С.193-203.

29. 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. DOI: 10.1134/S0097807815030057

30. 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.

31. 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.

32. СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. М: Госстрой России, 2003. 74 с.

33. Determinarea caracteristicilor hidrologice pentru Condițiile republicii Moldova. CPD.01.05-2012. 178 p.

34. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР. Київ:Видав. АН УРСР, 1957.163 с.

35. Ресурсы поверхностных вод СССР Т.6. Украина и Молдавия. Вып.2. Среднее и нижнее Поднепровье / Под ред. М.С.Каганера. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 656 с.

36. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.3. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья / Под ред. М.С.Каганера. Л.: Гидрометеиздат, 1967.492 с.

37. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / Под ред. М.С.Каганера. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.

38. Железняк И.А. Определение максимального расхода половодья по типовым характеристикам гидрометеорологических условий водосбора // Тр.УкрНИГМИ. 1985. Вып.201. С.15-27.

39. Овчарук В.А. Исследование структуры формулы максимального стока весеннего половодья И.А.Железняк // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. Одеса, 2000. Вип.40. С.137-142.
40. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Тр. ОГМИ. 1949. Вып. IV. С. 39-177.
41. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СССР. Обнинск, 1981. Вып.2. 60 с.
42. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / Тр. ОГМИ, 1955, ч.II, вып. XIV, 302 с.
43. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. Одесса: ТЭС, 2002. 110 с.
44. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. Киев. КНТ, 2005. 148 с.
45. Гопченко Е.Д., Джабур Кхалдун, Романчук М.Е. О роли руслового добега в трансформации максимальных расходов воды паводков и половодий изохрон // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2000. Вып.41. С.29-37
46. Гопченко Е.Д. Научно-методические основы нормирования характеристик максимального стока рек // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2006. Вип.3. С.140-150.
47. Гопченко Е.Д., Гнездилов Ю.А. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ) // Тр.УкрНИГМИ. 1974. Вып.127.С.54-61.
48. Овчарук В.А. Особенности применения формулы операторного типа для расчета максимального стока рек в различных физико-географических условиях // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2008. Вип. 50, ч.2. С. 93-101.
49. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Траскова А.В. Науково-методична база для визначення тривалості схилового припливу під час дощових паводків і весняних водопіль // Український гідрометеорологічний журнал. 2014. № 14. С. 205-212.
50. 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.
51. Овчарук В. А., Траскова А. В. Обґрунтування характеристик схилового припливу в період весняного водопілля на річках правобережжя Дністра //Геополітика і екогеодинаміка регіонів. Наук. журнал. Т.10. 2014. Вип.1. С. 771-776.

52. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Практическая реализация операторной модели максимального стока на примере рек Предкарпатья // Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. 2007. Вип. 256. С. 197-206.

53. Ладжель Махмуд, Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Максимальный сток паводков на уездах северной части Алжира // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2007. Вип. 4. С. 287-296.

54. Ladjel M., Goptshenko E., Ovcharuk V. Maximum runoff of the flood on wadis of northern part of Algeria // Journal of Fundamental and Applied Sciences, 2014, 6(1), P.66-78;

<http://old.jfas.info/index.php/JFAS/article/view/240>

55. 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.

56. 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.

57. Ovcharuk V., Gopchenko E., Goptsy 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](https://doi.org/10.21404/PANNEX.2016)

58. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Максимальный сток дождевых паводков рек Горного Крыма // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2014. Вип.17. С.133 -140.

59. Ovcharuk V., Todorova O. Determination of characteristics maximal runoff Mountain Rivers in Crimea. J. Fundam. Appl. Sci. 2016, 8(2). P. 525-541. [doi: 10.4314/jfas.v8i2.23](https://doi.org/10.4314/jfas.v8i2.23)

60. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д., Траскова А.В. Нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Дністер: Монографія. Одеський державний екологічний університет. Х.:ФОП Панов А.М., 2017. 252 с.

61. Коваленко В.В. Гидрологическое обеспечение надежности строительных проектов при изменении климата. СПб. изд. РГГМУ, 2009. 100с.

62. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Семенова І.Г. Науково-методичні підходи до врахування глобальних змін клімату при розрахунках максимального стоку річок // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2012. Вип. 14. С. 141–150.

63. Кліматичний кадастр України: стандартні кліматичні норми за період 1961-1990 рр. Київ: ЦГО, 2006. 446 с.

64. 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.

65. 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).

66. 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).

67. Ovcharuk V., Gopchenko E. Modeling of the forming spring flood runoff on Plain rivers of Ukraine // 33rd International Geographical Congress, 21-25 August 2016, Beijing, China. P. 2002.

68. Ovcharuk V. 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 - Our Common Future Under Climate Change. International Scientific Conference 7-10 JULY 2015 Paris, France. P-1119.

69. В.А. Овчарук, Є.Д. Гопченко. Сучасна методика нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України. *Український географічний журнал* №2(102). 2018. С. 26-33.

Розділ 3

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / Под ред. М.С.Каганера. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.

2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6: Украина и Молдавия. Вып.2: Среднее и нижнее Поднепровье / под ред. М.С. Каганера. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 656 с.

3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.3. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1967. 492 с.

4. Основные гидрологические характеристики. Т.6. Вып.1-3. Ленинград: Гидрометеиздат, 1963-1970; 1971-1975; 1976-1980pp.

5. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші: довідник, Вип.2, ч.1. – К. : Віпол, 2009.

6. Державний водний кадастр. Щорічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші. Ч.1. Річки і канали, Т.ІІ, Вип. 1 Басейни

Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу. Київ: Центральна геофізична обсерваторія, 2010.

7. Звіт про науково-дослідну роботу «Розробка теоретичної моделі формування катастрофічних водопіль на території України в умовах глобальних змін клімату» (2012-2014 рр. № держреєстрації 0112U001125)

8. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 447 с.

9. Определение расчетных гидрологических характеристик СНИП 2.01.14-83. М.: Госком СССР по делам строительства, 1983. 97 с.

10. СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик..М: Госстрой России, 2003.74 с.

11. Determinarea caracteristicilor hidrologice pentru Condițiile republicii Moldova. CPD.01.05-2012. 178p.

12. Руководство по гидрологической практике. – Т. II. Управление водными ресурсами и практика применения гидрологических методов. – Женева: ВМО. № 168 2012.

13. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Л.:Гидрометеиздат, 1974. 423 с.

14. Овчарук В.А., Траскова А.В. Статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля в басейні річки Дністер // [Вісник Одеського державного екологічного університету](#). 2013. Вип. 16. С. 141-148.

15. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации / Санкт-Петербург: ГГИ, 2007.278 с.

16. Овчарук В.А. Лобанов В.А., Молдован Н.В.Исследование однородности и стационарности информации по максимальному стоку весеннего половодья рек севера Тюменской области // Український гідрометеорологічний журнал. 2010. №7.С.183-190.

17. Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчётных значений по неоднородным данным // ГУ «ГГИ». 2010. С. 39-40.

18. Горбачова Л.О. Методичні підходи щодо оцінки однорідності та стаціонарності гідрологічних рядів спостережень // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2014. Т. 1 (32). С. 22-31.

19. 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.

20. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник для студентів ВНЗ. Одеський гідрометеорологічний інститут. Одеса: ТЕС, 2014. 483 с.

21. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках. Навчальний посібник. Одеса: Екологія, 2006. 200 с.

22. Школьный С.П., Лосва И.Д., Гончарова Л.Д. Обработка та аналіз гідрометеорологічної інформації: навчальний підручник. К.: Міносвіти України, 1999. 600 с.
23. Ким Дж.-О, Мьюллер Ч. У., Клекка У.Р. и др. Факторный, дискриминатный и кластерный анализ: Пер. с англ// Финансы и статистика, 1989. 215с.
24. Кулаичев А. П. Методы и средства комплексного анализа данных. М: ИНФРА- М, 2006. 276 с.
25. Крамер Г. Математические методы статистики.: Пер. с англ.-2-е изд.- М,1975. 325 с.
26. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. Одесса: Экология, 2005. 208 с.
27. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах. Навчальний посібник. Одеса: Екологія, 2010. 184 с.
28. Tryon, R.C. (1939) Cluster Analysis: Correlation Profile and Orthometric (Factor) Analysis for the Isolation of Unities in Mind and Personality. Edwards Brothers, Ann Arbor.
29. J.A. Hartigan. Clustering Algorithms. John Wiley & Sons Inc., New York, 1975. p.351
30. Серга Э.Н. Универсальный адаптивный итерационный метод кластерного анализа // Міжвідомчий науковий зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2003. Вип.47. С.83-89.
31. Andrews D.F. Plots of High-Dimensional Data / David F. Andrews // International Biometric Society. 1972. Vol. 28 (1). P. 125-136.
32. Горбачова Л.О., Христюк Б.Ф. Гідрологічне районування території України за умовами формування річного стоку води на основі кривих Ендрюса // Український географічний журнал. 2016. № 3. С. 27-33.
33. Рождественский А.В., Ежов А.В., Сахарюк А.В. Оценка точности гидрологических расчётов. Л.: Гидрометеиздат, 1990. С. 276.
34. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д., Траскова А.В. Нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Дністер: Монографія. Одеський державний екологічний університет. Х.:ФОП Панов А.М., 2017. 252 с.
35. Крестовский О.И. Влияние понижений на поверхности водосборов на весенний сток. Тр. ГГИ, Вып. 91. 1961. С. 33–51 с.
36. Крестовский О.И. Влияние вырубок и восстановления лесов на водность рек. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 186 с
37. Молчанов А.А. Гидрологическая роль леса. М.: Изд. АН СССР, 1960. 487 с.
38. Прокачева В.Г., Усачев В.Ф. Загрязнение земли в регионах России. Географический аспект. С-Пб: Недра, 2004. 106 с.

39. Прокачева В.Г., Усачев В.Ф. Загрязнение земли по районам, городским поселениям и в речных водосборах. Уральский федеральный округ. С-Пб: Недра, 2007. 110 с.
40. Прокачева В.Г., Чмутова Н.П., Абакуменко В.П., Усачев В.Ф. Зоны загрязнения снежного покрова вокруг городов на территории СССР. Каталог ореолов для городов с населением более 50 тыс. человек. Л., 1988. 125 с.
41. Звіт про науково-дослідну роботу “Підготовка до видання серії монографій “Ресурси поверхневих вод України” по басейнах головних річок України”, т. 3, «Басейн Південного Бугу. Річки Причорномор’я» (№ держреєстрації 7/09 0109U004890).
42. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). Київ: Ніка–Центр, 2010. 316 с.
43. Ovcharuk V., Shvets N. Study cyclical characteristics maximum runoff plains of Ukraine in modern climatic conditions // The Climate Symposium 2014 Darmstadt, Germany 13-17 October [URL: http://www.theclimatesymposium2014.com/S.2.27_Ovcharuk_Water_Cycle.pdf](http://www.theclimatesymposium2014.com/S.2.27_Ovcharuk_Water_Cycle.pdf)
44. Гопцій М.В., Швець Н.М. Дослідження циклічності характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок України // Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології: Мат. 6-ої Всеукр. наук. конф. з міжнар. участю (Дніпропетровськ, 20 - 22 травня 2014р.). Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2014. С 47-50
45. Гопцій М.В., Швець Н.М. Статистичні параметри часових рядів весняного стоку рівнинних річок України у сучасних кліматичних умовах // Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології: Мат. 6-ої Всеукр. наук. конф. з міжнар. участю (Дніпропетровськ, 20 - 22 травня 2014р.). Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2014. С 50-53
46. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. М.: «Наука», 1981. 254 с.
47. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Практическая реализация операторной модели максимального стока на примере рек Предкарпатья // [Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту](#). 2007. Вип. 256. С. 197-206.
48. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. Зливові опади на території Півдня України // [Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту](#). 2012. Вип. 262. С. 189-199.
49. Кіндюк Б.В., Овчарук В.А. Закономерности строения и распределения гидрографической сети Подолии в связи с тектоникой // [Геологічний журнал](#). 2005. № 4. С. 90-96. Библиогр.: 12 назв. - рус.
50. Кіндюк Б.В., Овчарук В.А. Особливості формування гідрографічної мережі Закарпаття // [Український географічний журнал](#). 2005. № 2. С. 36-39.
51. Киндюк Б. В., Овчарук В. А. Исследование гидрографических и топологических характеристик реки Серет // [Наукові праці Українського](#)

[науково-дослідного гідрометеорологічного інституту](#). 2006. Вип. 255. С. 311-321.

52. Kindyuk B. V., Ovcharuk V.A. Zoning of the Ukrainian Carpathians by Background Characteristics of River Basins // Water Resources. Pleiades Publishing, Ltd, Distributed worldwide by Springer, Vol. 34, No.3. 2007. P.254-258.

53. Гарцман И.Н. Проблема географической зональности и дискретность гидрометеорологических полей в горных условиях муссонного климата // Тр. ДВНИГМИ. 1971. Вып. 35. С. 3-35.

54. Kindyuk B.V., Ovcharuk V.A. Structure of a drainage network of the Ukrainian carpathians // Russian Meteorology and Hydrology. Pleiades Publishing, Ltd, Distributed worldwide by Springer, Vol. 30, No. 3, 2005. P.43-59.

55. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: Учебное пособие. К.: КНТ, 2005. 240 с.

56. Шакирзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України: монографія. Одеса: ФОб Бондаренко М.О., 2015. 252 с.

57. [URL: http://statistica.io/](http://statistica.io/)

58. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакирзанова Ж.Р. Зміни гідрометеорологічних характеристик весняного водопілля на рівнинних річках України // Український гідрометеорологічний журнал. Одеса: Екологія, 2012. №10. С. 133-142

59. Макарова Т.Т. Исследование формирования весеннего половодья р.Камы и методика его прогноза // Тр. ЦИП. 1955. Вып. 39(66) . С. 86-126.

60. Салазанов В.В. Весенний сток рек бассейна Верхнего Днепра. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 141 с.

Розділ 4

1. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д., Траскова А.В. Нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Дністер: Монографія. Одеський державний екологічний університет. Х.:ФОП Панов А.М., 2017. 252 с.

2. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. Одесса: ТЭС, 2002. 110 с.

3. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. Розрахункові характеристики дощових паводків на території півдня України // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2011. Вип. 11. С. 161-171.

4. Кіндюк Б.В., Овчарук В.А. Дослідження динаміки руслової місткості малих річок басейну річки Ріка за період листопадового паводка 1998 р. // Історія Української географії. Тернопіль, 2005. вип.11. С.59 – 63.
5. Valeriya Ovcharuk, E.Bojarintsev, N. Kichuk, L.Kushchenko. The factors of forming minimum runoff of small rivers Transcarpathia //Abstract book Climate system of the pannonian basin (PannEx) 3rd Workshop March 20-22, 2017 CLUJ-NAPOCA, ROMANIA. Published by Babeş-Bolyai University, p.50 [URL: https://www.dropbox.com/s/ng5c7uu0fny7bbw/Ovcharuk_poster_1.pdf](https://www.dropbox.com/s/ng5c7uu0fny7bbw/Ovcharuk_poster_1.pdf)
6. Valeriya Ovcharuk, E. Bojarintsev, O. Shamenkova. Determining the genetic components of underground runoff in low-flow period on observational data on small catchments of Transcarpathian water-balance station (Ukraine The factors of forming minimum runoff of small rivers Transcarpathia //Abstract book Climate system of the pannonian basin (PannEx) 3rd Workshop March 20-22, 2017 CLUJ-NAPOCA, ROMANIA. Published by Babeş-Bolyai University, p.510 [URL: https://www.dropbox.com/s/3t95je3mr293m4j/Ovcharuk_poster_2.pdf](https://www.dropbox.com/s/3t95je3mr293m4j/Ovcharuk_poster_2.pdf)
7. Гопченко Е.Д., Краснова О.В. Анализ паводкоформирующих осадков на территории Закарпатской воднобалансовой станции // Метеорология, климатология и гидрология, 1999. Вып. 36. С. 180-190.
8. 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.
9. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Бин Салим Фуад Фараг Салем Обоснование характеристик склонового притока в период весеннего половодья на реках Подольской возвышенности // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2009. Вип. 8. С. 193-200.
10. Овчарук В.А., Траскова А.В. Обґрунтування характеристик схилового припливу в період весняного водопілля на річках правобережжя Дністра // Геополітика і екогеодинаміка регіонів. Наук. журнал. Т.10. 2014. Вип.1. С. 771-776.
11. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Є., Траскова А.В. Науково-методична база для визначення тривалості схилового припливу під час дощових паводків і весняних водопіль // [Український гідрометеорологічний журнал](#). 2014. № 14. С. 205-212.
12. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. Проблеми визначення розрахункової тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі // [Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту](#). 2012. Вип. 263. С. 182-189.
13. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Тодорова Е.И. Комплексный метод определения расчетных характеристик склонового притока в периоды дождевых паводков и весенних половодий // Матеріали міжнародної науково-практичної конференції «Географія, картографія, географічна освіта: історія, методологія, практика» присвяченій 25-річчю

створення кафедри Географії України та регіоналістики і 80-річчю з дня народження професора Ярослава Жупанського, 9-11 жовтня 2014 р., м. Чернівці. С. 44-45.

14. 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.

15. Ладжель Махмуд, Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. О расчете продолжительности притока воды со склонов в период дождевых паводков на уездах севера Алжира // [Метеорологія, кліматологія та гідрологія](#). 2008. Вип. 50, ч. 2. С. 84-92.

16. 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.

17. Гопченко Е.Д., Гнездилов Ю.А. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ) // Тр.УкрНИГМИ. 1974. вып.127. С.54-61.

18. 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.

19. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С. Особливості застосування редуційних формул максимального стоку річок // [Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія](#). 2013. Т. 1. С. 37-43.

20. 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.

21. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Тр. ОГМИ. 1949. Вып. IV. С. 39-177.

22. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Практическая реализация операторной модели максимального стока на примере рек Предкарпатья // [Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту](#). 2007. Вип. 256. С. 197-206.

23. Овчарук В.А. Особенности применения формулы операторного типа для расчета максимального стока рек в различных физико-географических условиях // [Метеорологія, кліматологія та гідрологія](#), 2008. Вип. 50, ч.2. С. 93-101.

24. Гопченко Є.Д., Бояринцев Є.Л, Овчарук В.А., Сербов М. Г. Розробка науково-методичної бази для визначення зон затоплення від дощових паводків в басейні р.Дністер (на прикладі Жидачівського району Львівської області) // [Український гідрометеорологічний журнал](#). 2012. №10. С. 106-115.

25. Gopchenko E.D., Ovcharuk V.A. Theoretical ground of normative base for calculation of the characteristics of the maximal runoff and its practical

realization. Transboundary Floods: Reducing Risks through Flood Management. Springer, 2006. - P. 91-99.

26. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Е., Кичук Н.С., Траскова А.В. Усовершенствование методики расчета максимального стока дождевых паводков и весенних половодий в бассейне реки Днестр // Управление бассейном трансграничного Днестра в условиях бассейнового договора. Материалы Международной конференции. Кишинев, 2013. С.61-65.

27. Овчарук В.А., Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Бурлуцька М.Е. Структура і параметри редуційних формул максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль // Тези доповідей Першого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду з міжнародною участю / Одеса: ОДЕКУ, 2017. С.162-163.

28. 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.

29. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А., Бин Салим Фуад Фараг Салем, Дорошенко О. М. Трансформационная функция распластывания модулей стока рек в формулах предельной интенсивности // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2010. Вип. 9. С. 142-151.

30. Звіт про науково-дослідну роботу «Розробка теоретичної моделі формування катастрофічних водопіль на території України в умовах глобальних змін клімату» (2012-2014 рр. № держреєстрації 0112U001125)

31. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Романчук М.Е. Удосконалення розрахунково-нормативної бази для визначення характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2017. Вип.21. С.49-55.

32. Алексеев Г.А. Паводочный сток рек СССР. М.; Гидрометеиздат, 1956. 107 с.

33. Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л.; Гидрометеиздат, 1971. 473 с.

34. Соколовский Д.Л. Речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1968.260 с.

35. Лалыкин Н.В. О расчёте скоростей добегаания // Труды ОГМИ, Вып.15. 1958. С.73-87.

36. Иваненко А.Г. Исследование скоростей добегаания паводков на реках Закарпатской области // Труды ОГМИ. 1961. Вып.24. С.52-59.

37. Гопченко Е.Д. О расчёте скоростей руслового добегаания на горных реках северо-востока СССР// Метеорология, климатология и гидрология. Вып.5. 1969. С.213-218.

38. Киндюк Б.В. Гидрографическая сеть и ливневой сток рек Украинских Карпат. Одесса, "ТЭС", 2003. 221с.

39. 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.

40. Киндюк Б.В., Овчарук В.А. Розрахунок швидкостей добігання зливових паводків на річках Закарпаття // Водне господарство України. 2005. №3. С.55-58.
41. Ладжель Махмуд, Гопченко Е. Д., Овчарук В. А., Обоснование скоростей руслового добегания волн паводков для рек аридной зоны // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2010. Вип.51. С.222-234.
42. 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.
43. Огиевский А.В. Гидрология суши. М.: Сельхозиздат., 1952. 515 с.
44. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Основные принципы географического обобщения в гидрологии паводков // Гидрология и климатология. Л.; 1975.-С.7-10.
45. Бефани Н.Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 182 с.
46. Гопченко Е.Д., Джабур Кхалдун, Романчук М.Е. О роли руслового добегания в трансформации максимальных расходов воды паводков и половодий изохрон // Метеорологія, кліматологія и гідрологія, 2000. Вип.41. С.29-37
47. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии. М.:Энергоиздат. 1932. 208 с.
48. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР. Київ: Видав. АН УРСР, 1957. 163 с.
49. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 447 с.

Розділ 5

1. Пачаури Р.К., Райзингер А. и др. Изменение климата, 2007: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. – МГЭИК: Женева, Швейцария, 2007. 104 с.
2. МГЭИК, 2013 г. [Электронный ресурс]: Изменение климата, 2013 г.: 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>
3. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Семенова І.Г. Науково-методичні підходи до врахування глобальних змін клімату при розрахунках максимального стоку річок // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2012. Вип. 14. С. 141–150.
4. Резюме для лиц, определяющих политику. Сценарии выбросов: Специальный доклад рабочей группы III МГЭИК. МГЭИК: ВМО, 2000. 20 с.

5. Nakicenovic N., Swart R. Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge University Press: Cambridge, 2000. 599 p.

6. Бэйтс Б.К., Кундцевич З.В., Палютикоф С. У. Изменение климата и водные ресурсы. Технический документ Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Секретариат МГЭИК, Женева, 2008. 228 с.

7. Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления// Гидробиологический журнал. 2000.Т. 36. №3. С. 67–78.

8. Степаненко С.М., Польовий А.М., Лобода Н.С. та ін. Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України / За ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового. Одеса: “ТЕС”, 2015. 520 с.

9. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Водні ресурси України ХХІ сторіччя за сценаріями змін клімату (RCP 8.5 та RCP 4.5) // Український гідрометеорологічний журнал. Одеса. ТЕС, № 17, 2016. С. 114-122.

10. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Оцінка змін водних ресурсів р. Дунай у ХХІ сторіччі за сценарієм А1В з використанням моделі “клімат-стік”// Український гідрометеорологічний журнал. Одеса. ТЕС, №18. 2016. С.112-120.

11. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). К. : Ніка-Центр, 2010. 316 с.

12. Гребень В.В. Современные особенности внутригодового распределения стока рек Украины // Глобальное и региональные изменения климата. К.: Ника-Центр, 2011. С. 391-401.

13. Гребінь В.В. Сучасні зміни умов формування та окремих характеристик весняного водопілля річок України //Науковий вісник Чернівецького університету. Випуск 483. Географія. 2010. С.11-17.

14. Звіт про науково-дослідну роботу: «Проведення просторового аналізу змін водного режиму басейнів поверхневих водних об’єктів на території України внаслідок зміни клімату» 2013. [URL: http://uhmi.org.ua/project/rvndr/avr.pdf](http://uhmi.org.ua/project/rvndr/avr.pdf) (дата звернення: 03.11.2017)

15. Gorbachova L.O., Yu.B.Nabyvanets Forecasted estimations of runoff change in the Dniester Basin under conditions of climate change // EGU Leonardo 2012, “Hydrology and Society”, November 14th– November 16th, Torino, Italy. 87с.
[URL: www.Eguleonardo2012polito.it/stuff/Abstracts_Book.pdf](http://www.Eguleonardo2012polito.it/stuff/Abstracts_Book.pdf)

16. Кліматичний кадастр України: стандартні кліматичні норми за період 1961-1990 рр. Київ: ЦГО, 2006. 446 с.

17. Ovcharuk V, Gopchenko E., Shakirzanova J., Semenova I. Scientifically methodical approaches for taking into account of global changes of climate at the calculations of maximal runoff of the rivers // 7th International Scientific Conference on the Global Water and Energy Cycle. The Hague, The Netherlands, 14-17 July 2014.
[URL: http://gewex.org/2014conf/pdfs/Ovcharuk_9_20.pdf](http://gewex.org/2014conf/pdfs/Ovcharuk_9_20.pdf)

18. Ovcharuk V., Gopchenko E. Method of determining characteristics maximum spring flood runoff in Ukraine in view of global and regional climate change // 26th IUGG General Assembly, Prague, Czech Republic, Prague Congress Centre, June 22- July 2, 2015, HS02p-HS02p HS02 Hydrologic Non-Stationarity and Extrapolating Models to Predict the Future.- Abstract: HS02p-038

19. 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.

20. Звіт про науково-дослідну роботу «Моделювання екстремальних гідрологічних явищ (паводків та посух) на території гірських регіонів України в умовах сучасних змін клімату» (2015-2016 рр. № держреєстрації 0115U000630).

21. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Шляхи визначення можливої гідрологічної посухи за метеорологічними даними в умовах змін клімату для річок північно-західного Причорномор'я // Геополітика та екогеодинаміка регіонів: Науковий журнал. м. Сімферополь, 2014 р. Т.10. Вип.1. С. 281-289.

22. Божок Ю.В., Лобода Н.С. Оцінка впливу посух на характеристики меженного стоку річки Савранка // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2014. Вип. 18. С. 119-126.

23. Loboda N., Y. Bozhok Impact of Climate Change on Water Resources of North-Western Black Sea Region // International Journal of Research In Earth and Enviornmental Sciences. 2015. Vol 02. No. 9. P. 1-6.

24. 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](https://doi.org/10.5593/SGEM2014/B31/S12.065)

25. Semenova I., Ovcharuk V., Traskova A. Droughts and its relationships with some phases of the streamflow regime for Ukrainian rivers // European science review, «East West» Association for Advanced Studies and Higher Education GmbH. Vienna. 1-2 (1) 2015. pp. 8-10. [URL: http://ew-a.org/journals/337/](http://ew-a.org/journals/337/)

26. Evans J.P. CORDEX – An international climate downscaling initiative / J.P. Evans // 19th International Congress on Modelling and Simulation. Perth (Australia), 2011. P. 2705-2711.

27. Giorgi F. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework / Filippo Giorgi , Colin Jones and Ghassem, R. Asrar // WMO Bulletin. 2009. No. 58 (3). P. 175-183.

28. Physical processes (CY23R4) / P.W. White // Technical report European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), 2001.

29. HIRLAM-5 Scientific Documentation / P. Undén [et al.] // Technical report Swed. Meteorol. and Hydrol. Inst. – Norrköping, Sweden, 2002.
30. Ettema J. Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling / J. Ettema, M. R. van den Broeke, E. Van Meijgaard [et al.] // Geophys. Res. Lett. 2009. No. 36(L12501).
31. 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](http://www.icrc-cordex2016.org). (дата звернення 17.10.2016).
32. Ovcharuk V., Gopchenko E. Modeling of the forming spring flood runoff on Plain rivers of Ukraine // 33rd International Geographical Congress, 21-25 August 2016, Beijing, China. P. 2002.
33. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д. Модель формування катастрофічних водопіль на території України в умовах глобальних змін клімату // Тези доповідей Першого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду з міжнародною участю / Одеса: ОДЕКУ, 2017. С.160-161.

ДОДАТКИ

Додаток А
СПИСОК ПУНКТІВ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИХ
СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Таблиця А.1

Список гідрологічних станцій та постів

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозбору, F , км ²	Період спостережень	Число років
1	Вишня-с.Твіржа	562	1954-2010	57
2	Шкло-м.Яворів	236	1971-1988	18
3	Західний Буг-с-мт Сасів	107	1951-2010	60
4	Західний Буг-м.Кам'янка Бузька	2350	1946-2010	65
5	Західний Буг-м.Сокаль	6250	1958-1988	31
6	Західний Буг-с.Литовеж	6740	1980-2010	31
7	Полтва-с.Полтва	725	1948-1970	23
8	Полтва-м.Буськ	1440	1946-2010	65
9	стр.Кам'янка-м.Кам'янка Бузька	141	1961-1975	15
10	Рата-с.Волиця	1140	1955-2010	56
11	Рата-с.Межиріччя	1740	1955-2010	56
12	Свиня-м.Жовква	98,6	1953-2010	58
13	Желдець-с.Лугове	246	1950-1988	39
14	Солокія-м.Червоноград	931	1963-2010	48
15	Луга-м.Володимир-Волинський	1270	1965-2010	46
16	Прип'ять-с.Річиця	2210	1962-2010	49
17	Прип'ять-с.Люб'язь	6100	1963-2010	48
18	Вижівка-с.Руда	141	1946-2010	65
19	Вижівка- с-мт Стара Виживка	722	1941, 1943, 1945-2010	68
20	Тур'я-с.Ягідне	502	1932,1933,1939-41, 1946-2010	70
21	Тур'я-м.Ковель	1480	1923-33,1939,1941, 1943, 1946-2010	79
22	Тур'я-с.Бузаки	2630	1961-88	28
23	Стохід-с.Малинівка	692	1954-2010	57
24	Стохід-с.Гулівка	1420	1959-88	30
25	Стохід-с-мт Любешів	2970	1924-33, 1941, 1946-49, 1961-2010	65
26	Стир-с.Щуровичі	2020	1956-2010	55
27	Стир-м.Луцьк	7200	1923-33,1935-41, 1944-2010	85
28	Стир-с.Млинок	10900	1961-2010	50
29	Радоставка-с.Трійця	316	1955-2010	56

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозбору, F , км ²	Період спостережень	Число років
30	Іква-с.Великі Млинівці	632	1945-2010	66
31	Іква-Млинівська ГЕС	1960	1953-55, 1962-90	32
32	Горинь-с.мт Ямпіль	1400	1935-41, 1943, 1945-2010	74
33	Горинь-с.Оженин	5860	1946-2010	65
34	Горинь-с.Деражне	9160	1958-2010	53
35	Вирка-с.Сварині	231	1947-2010	64
36	Случ-с.Велика Клітна	232	1954-83	30
37	Случ-с.Громада	2480	1926-41, 1945-2010	82
38	Случ-м.Новоград-Волинський	7460	1974-2010	37
39	Случ-м.Сарни	13300	1924-33, 1941, 1943, 1946-2010	77
40	Хомора-с.мт Понінка	1410	1936-41, 1955-88	40
41	Тня-с.Броники	982	1937-41, 1943, 1946-2010	71
42	Смілка-с.Сусли	632	1945-2010	66
43	Льва-с.Осницьк	276	1958-2010	53
44	Уборть-с.Рудня-Іванівська	776	1976-2010	35
45	Уборть-с.Перга	2880	1954-2010	57
46	Уж-м.Коростень	1450	1945-2010	66
47	Уж-с.мт Поліське	5690	1916-42, 1945-95	78
48	Жерів-с.В'язівка	1360	1970-88	19
49	Норин-с.Славенщина	804	1964-2010	47
50	Грезля-уроч.Брід	553	1967-82	16
51	Ілля-с.Луб'янка	300	1960-86	27
52	Тетерів-с.Троща	227	1948-2010	63
53	Тетерів-Житомир	5270	1925-2010	86
54	Тетерів-с.Макалевичі	7890	1936-88	53
55	Тетерів-с.мт Іванків	12400	1985-2010	26
56	Гнилоп'ять-с.Головенка	1200	1936-41, 1945-2010	72
57	Гуйва-с.Городківка	312	1940, 1941, 1944, 1946-2010	68
58	Ірша-с.мт Володарськ-Волинський	208	1955-2010	56
59	Ірша-с.Українка	2600	1926-2010	85
60	Здвиж-с.Гавронщина	837	1937-41, 1943-63, 1975-81, 1983-88	39
61	Ірпінь-с.Мостище	2840	1913-16, 1918, 1919, 1924, 1926-1948, 1954-2010	87

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F, км ²	Період спостережень	Число років
62	Десна-с.Олександрівка	1710	1936-39, 1944-80, 1982-86	46
63	Десна-с.Голубея	4770	1881-1910,1912-18, 1924,1934-40,1945-1980, 1982-86	86
64	Десна-м.Брянськ	13700	1895-1918, 1920-40, 1944-80, 1982-86, 2000-2010	98
65	Десна-с.Розльоти	36300	1936-40, 1954-2010	62
66	Десна-с.Вишеньки	37600	1895-1921,1930-35	33
67	Десна-м.Чернігів	81400	1884-2010	127
68	Десна-с.Літки	88500	1973-2010	38
69	Ветьма-с.Круча	1370	1947-80, 1982-86	39
70	Болва-м.Кіров	2010	1956-75	20
71	Болва-с.Псур	3210	1934-40,1945-80, 1982-86, 2000-10	59
72	Снежесь-м.Карачев	282	1948-80, 1982-86	38
73	Навля-с.мт Навля	1560	1949-80, 1982-86	37
74	Неруса-с.Радогощ	1020	1961-80, 1982-86	25
75	Сєв-с.Новоямське	1150	1953-80, 1982-86	33
76	Соля-с.Мальцево	39,4	1946-79	34
77	Судость-с.мт Погар	5180	1945-80, 1982-86, 2000-2010	52
78	Коста-с.Глазово	150	1950-80, 1982-86	36
79	Рожок-с.Красне	60.0	1955-80, 1982-86	31
80	Івотка-с.Івот	1260	1959-2010	52
81	Головесня-с.Покошичі	29,5	1930,1932-41,1944-2010	78
82	Убідь-с.Кудрівка	970	1957-2010	54
83	Сейм-с.Гущине	375	1962-80, 1982-85	23
84	Сейм-с.Зуєвка	2320	1933-40, 1944-80, 1982-86	50
85	Сейм-с.Леб'яже	4870	1937-40,1950-80, 1982-86	40
86	Сейм-с.Ришково	7460	1928-40, 1943-80, 1982-86, 2000-10	67
87	Сейм-м.Рильськ	18100	1935-40, 1942, 1944-80, 1982-86, 2000-2010	60

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозбору, F , км ²	Період спостережень	Число років
88	Сейм-с.Мутин	25600	1926-2010	85
89	Полная-с.Губанівка	333	1962-80, 1982-85	23
90	Рать-с.Беседіно	630	1948-80, 1982-86	38
91	Тускар-с.Свобода	1690	1959-80, 1982-86	27
92	Тускар-м.Курськ	2380	1925-31, 1933-40, 1942-80, 1982-86, 2000, 2003-2010	68
93	Снова-с.Щурово	781	1948-80, 1982-86	38
94	лог Мересьє-х.Олексіївський	9,5	1959-80, 1982-86	27
95	лог Райчик-с.Польова Лукашівка	6,2	1959-80, 1982-86	27
96	Реут-с.Любицька	960	1933-40, 1946-80, 1982-86	48
97	Прут-с.Ширково	530	1936, 1939, 1945-80, 1982-86	43
98	Свапа-с.Локтіоново	419	1951-80, 82	31
99	Свапа-с.Михайлівка	2800	1960-80, 1982-86	26
100	Свапа-с.Старий Город	3690	1928, 1929, 1931-41, 1943-80, 1982-86	56
101	Усожа-м.Фатеж	364	1948-80, 1982-86	38
102	Чернь-с.Плоске	96,3	1960-80, 1982-86	26
103	Клевень-с.Шарпівка	2440	1931-40, 1956-2010	65
104	Есмань-с.Ротівка	628	1936-41, 1944-88	51
105	Снов-с.Щорс (Носівка)	7140	1956-2010	55
106	Ревна-с.Залізний міст	380	1957-75	19
107	Білоус-с.Кошівка	526	1957-63, 1984-2010	34
108	Остер-с.Кривицьке	2750	1937-44, 1953-83	39
109	Стugna-с.Здорівка	186	1951, 1952, 1954, 1955, 1957-2010	58
110	Трубіж-с.Заворичі	476	1962-88	27
111	Трубіж-с.мт Баришівка (шлюз №7)	1990	1946-57, 1960-2010	63
112	Трубіж-м.Переяслав-Хмельницький	3430	1936-40, 1962-2010	54
113	Ільта-с.Селичівка	230	1967-88	22
114	Недра-с.мт Березань (шлюз №2)	789	1945-50, 1955-59, 1961-77, 1979-2010	60
115	Рось-с.Круподеренці	618	1950-2010	61

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозбору, F , км ²	Період спостережень	Число років
116	Рось-с.Фесюри	3900	1936-41, 1952-2010	65
117	Рось-Стеблівська ГЕС	10000	1955-90	36
118	Рось-м.Корсунь-Шевченківський	10300	1929-2010	82
119	Роська-с.Скала	309	1953-88	36
120	Роставиця-с.Матюші	1390	1937-41,1958-79	27
121	Росава-сmt Миронівка	846	1962-2010	49
122	Супой-с.Піщане	1900	1928-41,1959-2010	66
123	Вільшанка-с.Мліїв	749	1956-2010	55
124	Золотоношка-м.Золотоноша	431	1945-2010	66
125	Сула-с.Зеленківка	427	1932-41,1944-2010	77
126	Сула-м.Ромни	4020	1926-40,1958-2010	68
127	Сула-с.Снітин	6540	1928-35,1957-88	40
128	Сула-м.Лубни	14200	1936-2010	75
129	Терн-с.Будки	840	1936-41, 1944-75	38
130	Ромен-м.Ромни	1650	1956-2010	55
131	Удай-м.Прилуки	1520	1936-41,1944-2010	73
132	Удай-с.Курінька	6120	1953-88	36
133	Перевід-с.Сасинівка	745	1956-2010	55
134	Многа-с.Вороньки	506	1953-88	36
135	Сліпорід-с.Олександрівка	527	1954-2010	57
136	Оржиця-с.Маяківка	1950	1954-2010	57
137	Тясмин-с.Велика Яблунівка	1780	1946-2010	65
138	Тясмин-м.Чигирин	4120	1932-59	28
139	Серебрянка-с.Балаклія	126	1947-50,1955-2010	60
140	Псел-м.Обоянь	1100	1951-80, 1982-86	35
141	Псел-м.Крупець	4700	1928-41,1949-80	46
142	Псел-м.Суми	7770	1938-41,1948-2010	67
143	Псел-м.Гадяч	11300	1936-39,1958-2010	57
144	Псел-с.Запсілля	21800	1928-40,1950-2010	74
145	Піна-сл.Піни	1000	1956-80, 1982	26
146	Суджа-сл.Замістя	972	1951-80, 1982-86	35
147	Грунь-с.Римарівка	958	1945-75	31
148	Хорол-м.Миргород	1740	1920-45,1956-2010	81
149	Говтва-с.Михнівка	1560	1952,1954,1955, 1958-2010	56
150	Ворскла-сmt Яковлево	56,0	1959-80, 1982-86	27
151	Ворскла-с.Козінка	1870	1930-41, 1944-49, 1952-80, 1982-86	52

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозбору, F , км ²	Період Спостережень	Число років
152	Ворскла-с.Чернеччина	5790	1954-2010	57
153	Ворскла-м.Кобеляки	13500	1966-2010	45
154	Ворсклиця-с.Мокра Орлівка	612	1956-80, 1982-86	30
155	Ворсклиця-с.Березівка	1460	1931-41, 1944-88	56
156	Мерло-м.Богодухів	309	1951-2010	60
157	Оріль-с.Степанівка	627	1988-2010	23
158	Оріль-с.Чорноглазівка	1600	1956-77	22
159	Оріль-с.мт Царичанка	9100	1952-2010	59
160	Берестова-м.Красноград	1050	1951-56, 1960, 1961, 1963-2008	54
161	Орчик-с.Чернещина	1310	1957-2010	54
162	Самара-с.Коханівка	1430	1958-2010	53
163	Самара-с.Кочережки	19800	1938, 1952, 1954-59, 1961, 1962, 1965-2010	56
164	Бик-с.Самарське (Іванівка)	1130	1955-74	20
165	Велика Тернівка-с.Богданівка	924	1937-41, 1957-62, 1964-2010	58
166	Вовча-х.Артемівський	120	1962-88	27
167	Вовча-с.мт Покровське	7150	1968-85	18
168	Вовча-с.мт Васильківка	11600	1930-41, 1945-2010	78
169	Мокрі Яли- х. Грушівський	2660	1936-41, 1952-55, 1957-62, 1965-2010	62
170	Солона-с.Новопавлівка	680	1957, 1959, 1961-2010	52
171	Гайчур-с.Андріївка	2100	1936-41, 1950-52, 1954-2010	66
172	Мала Терса-с.Троїцьке	750	1958-2010	53
173	Середня Терса-ж.Роздолля	269	1946-64, 1966-74	28
174	Кільчень-с.Олександрівка Перша	376	1958-2010	53
175	Мокра Сура-с.мт Кринички	389	1951, 1952, 1955, 1957-2010	57
176	Кінська-м.Пологи	353	1953, 1955-2010	57
177	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	1951-56, 1958-86	35
178	Інгулець-с.Олександро-Степанівка	1400	1931, 1932, 1934-41, 1945-2010	76
179	Інгулець-с.Іскрівка	4410	1958-2010	53
180	Інгулець-м.Кривий Ріг	8600	1936-2010	75

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозбору, F , км ²	Період спостережень	Число років
181	Інгулець-с.Могилівка	9280	1926, 1928-44, 1946-88	61
182	Дністер-с.Стрільки	384	1914,1916-18,1920, 1925-29, 1958-2010	63
183	Дністер-м.Самбір	850	1946-2010	65
184	Стрв'яж-м.Хирів	353	1964-88, 1996-2010	40
185	Стрв'яж-с.Луки	910	1957-2010	54
186	Верещиця-м.Комарне	812	1957-2010	54
187	Щирець (Щерек)-сmt Щирець	307	1946-2010	65
188	Зубра-с.Димівка	212	1959-75	17
189	Свіж-сmt Букачівці	465	1957-2010	54
190	Гнила Липа - м.Рогатин	467	1946-88	43
191	Гнила Липа - сmt Більшівці	848	1945-2010	66
192	Золота Липа - м.Бережани	690	1941, 1946-2010	66
193	Золота Липа - с.Задарів	1390	1955-2010	56
194	Ценівка - с.Потутори	217	1953-77	25
195	Коропець - м.Підгайці	227	1946-2010	65
196	Коропець – сmt Коропець	476	1949-2010	62
197	Стрипа - х.Каплинці	411	1946-2010	65
198	Стрипа - м.Бучач	1270	1912,1913,1923-29, 1964-2010	56
199	Серет - сmt Велика Березовиця	939	1962-2010	49
200	Серет - м.Чортків	3170	1898-1908, 1910, 1911,1913,1923-29, 1940,41,1944-2010	90
201	Гнізна - с.Плебанівка	1110	1954-88	35
202	Нічлава - с.Стрільковці	584	1955-2010	56
203	Збруч – м.Волочиськ	712	1957-2010	54
204	Збруч - с.Завалля	3240	1972-2010	39
205	Гнила - с.Лучківці	414	1963-88	26
206	Жванчик - с.Кугаївці	229	1937-41, 1946-2010	70
207	Жванчик - с.Ластівці	703	1936-39, 1954-2010	61
208	Смотрич - с.Купин	799	1937-41, 1943, 1945-2010	72
209	Смотрич - с.Цибулівка	1790	1931-43, 1945-2010	79
210	Мукша - с.Мала Слобідка	302	1954-2010	57
211	Студениця - с.Голозубинці	296	1971-2010	40
212	Ушиця - с.Зіньків	525	1937-43, 1946-2010	72

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозбору, F , км ²	Період спостережень	Число років
213	Ушиця - с.Тимків	1150	1972-2010	39
214	Ушиця - с.Кривчани	1370	1931-41, 1943-71	40
215	Калюс - смт Нова Ушиця	259	1951-2010	60
216	Батиг - с.Заміхів	94,1	1947-88	42
217	Лядова - с.Жеребилівка	652	1964-2010	47
218	Немія - с.Озаринці	359	1962-88	27
219	Мурафа - с.Кудіївці	70,0	1963-2010	48
220	Мурафа - с.Миронівка	2400	1932-45, 1959-62, 1986-88, 1990-2010	42
221	Марківка - с.Марківка	59,7	1946-71	26
222	Марківка –с.Слобода-Підлісівська	615	1951-2010	60
223	Кам'янка - смт Кам'янка	387	1936-41,1945-65, 1967-86	47
224	Білочі-с.Білочі	225	1959-86	28
225	Молокіш-с.Великий Молокіш	184	1966-86	21
226	Рибниця-с.Андріївка	152	1951-86	36
227	Ягорлик-с.Дойбани	1220	1949-86	38
228	Ялпуг-зал.ст.Комрат	241	1962, 1963, 1965, 1966, 1969-86	22
229	Муса-зал.ст.Комрат	83,5	1962, 1963, 1965-77	15
230	Б.Тараклія-смт Тараклія	103	1960-86	27
231	Когильник-м.Котовськ	179	1959-86	28
232	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	1955-88	34
233	Тилігул-с.Березівка	3170	1953-71,1973, 1978-2010	53
234	Південний Буг-с.Пирогівці	827	1964-2010	47
235	Південний Буг-с.Лелітка	4000	1926-43,1945,1946, 1964-2010	67
236	Південний Буг-с.Сабарів	9010	1930-85	56
237	Південний Буг-с.Тростяничик	17400	1930-41, 1946-2010	77
238	Південний Буг-с.Підгір'я	24600	1926-43, 1958-2010	71
239	Південний Буг-смт Олександрівка	46200	1914-2010	97
240	Бужок-смт Меджибож	698	1952-1988	37
241	Іква-смт Стара Синява	439	1946-2010	65
242	Згар-смт Літин	692	1931-2010	80
243	Рів-с.Демидівка	1130	1916-18, 1922-41, 1945-2010	89
244	Соб-с.Зозів	92,5	1945-2010	66

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Період спостережень	Число років
245	Савранка-с.Осички	1740	1936-41, 1945-2000	72
246	Синиця-с.Кам'яний Брід	753	1931-41,1943, 1945-74	42
247	Кодима-с.Обжила	145	1946-1988	43
248	Кодима-с.Катеринка	2390	1931-41, 1945-2010	77
249	Синюха-с.Синюхин Брід	16700	1925-31,1933-2010	85
250	Гнилий Тікич-с.мт Лисянка	1450	1945-2010	66
251	Велика Вись-с.Ямпіль	2820	1926-41,1943, 1945-2010	83
252	Ятрань-с.Покотилове	2140	1955-2010	56
253	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	1965-88	24
254	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	1933-43, 1945-2010	77
255	Мертвовід-с.Крива Пустош	252	1949-2010	62
256	Чичиклія-с.Василівка	436	1951-58,1961-88	36
257	Гнилий Єланець-с.Женево-Криворіжжя	1190	1936-41,1945-71, 1973, 1980-82, 1985-88	41
258	Інгул-м.Кіровоград	840	1945-2010	66
259	Інгул-с.Седнівка	4770	1954-2010	57
260	Інгул-с.Новогорожене	6670	1931-41, 1945-2010	77
261	Громоклія-с.Михайлівка	1410	1946-1988	43
262	Сіверський Донець-с.Дальні Піски	1700	1938, 1939, 1945-87	45
263	Сіверський Донець-с.Огірцеве	5540	1960-2010	51
264	Сіверський Донець-м.Чугуїв	10300	1956-2010	55
265	Сіверський Донець-м.Зміїв	16600	1923-41, 1944-2010	86
266	Сіверський Донець-с.Протопопівка	19400	1969-2010	42
267	Сіверський Донець-м.Ізюм	22600	1924-35, 1952-65, 1967-2010	70
268	Сіверський Донець-с.Яремівка	38300	1962-2010	49
269	Сіверський Донець-с.Стародубівка (Райстародубівка)	44400	1959-2010	52
270	Сіверський Донець-м.Лисичанськ	52400	1893-1910,1925-42, 1944-2010	103
271	Сіверський Донець-с.мт Станично-Луганське	66800	1914-17,1926-30, 1932-35,1958-61, 1966-88	40
272	Сіверський Донець-с.Кружилівка	73200	1936, 1957-2010	55
273	Болховець-м.Белгород	394	1947-87,1990-2006	58

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозбору, F , км ²	Період спостережень	Число років
274	Нежеголь-с.Большетроїцьке	274	1956, 1957, 1959-87	31
275	Нежеголь-м.Шебекіно	2070	1949-52,1954-87, 1990-2006	55
276	Короча-м.Короча	378	1961-87	27
277	Вовча-м.Вовчанськ	1330	1954-2010	57
278	Хотімля-с.Гарашківка	245	1964,1966-2004	40
279	Уди-сmt Пересічна	905	1967-2010	44
280	Уди- сmt Безлюдівка	3300	1957-2010	54
281	Лопань-сmt Козача Лопань	189	1941, 1956-2010	56
282	Харків-с.Циркуни	890	1963-2010	48
283	Оскіл-м.Старий Оскіл	1540	1932-36,1945-77, 1979-87	47
284	Оскіл-с.Ніновка	6270	1951-87	37
285	Оскіл-с.Роздолля	8640	1936-40, 1949-87	44
286	Оскіл-м.Куп'янськ	12700	1924-35, 1948-2010	75
287	Осколець-м.Старий Оскіл	494	1933-39, 1952-87	43
288	Біленька-с.Нечаївка	302	1963-81	19
289	Валуй-с.Валуй	69,1	1962-64, 1966-86	24
290	Валуй-м.Валуйки	1290	1948-50,1953, 1955-87	37
291	Казенний Торець-сmt Райське	936	1954,1955,1957, 1959-2010	55
292	Кривий Торець-сmt Олексієво-Дружківка	1530	1929, 1930, 1932-1935, 1951-57, 1959-2010	65
293	Сухий Торець-сmt Черкаське	1310	1959-2010	52
294	Бахмут-м.Артемівськ	433	1970-2010	41
295	Бахмут-м.Сіверськ	1560	1957, 59, 1961-2010	52
296	Мокра Плотва-м.Карло-Лібкнехтівськ	400	1969, 1971-88	19
297	Жеребець-с.Торське	857	1959, 1961-2010	51
298	Красна-с.Червонопопівка	2540	1948, 52, 1956-2010	57
299	Айдар-сmt Білолуцьк	2250	1949-2010	62
300	Айдар-с.Новоселівка	6370	1950-2010	61
301	Айдар-с.Бахмутівка	7160	1960, 1963-88	27
302	Євсуг-сmt Петрівка	784	1963-2010	48
303	Лугань-с.Калинове (пос.Долиновське)	751	1938, 1941, 1949-2010	64

Продовження таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозбору, F , км ²	Період спостережень	Число років
304	Лугань-м.Зимогір'я	1820	1964-2010	47
305	Лугань-м.Луганськ	3510	1959, 1962-2010	50
306	Вільхова-м.Луганськ	814	1959, 1961-2010	51
307	Луганчик-сmt Білосвітлівка	558	1955-72	18
308	Деркул-сmt Біловодськ	1380	1966-2010	45
309	Деркул-х.Юганів	5090	1959-61, 1967-88	25
310	Велика Кам'янка-с.Верхньогарасимівка	1450	1940-42, 1944-46, 1955-2002	54
311	Молочна - с.Токмак	760	1950-2010	61
312	Молочна - с.Терпіння	2780	1957-2004	48
313	Корсак - с.Аннівка	194	1954-72	19
314	Лозуватка - с.Новоолексіївка	331	1953-2010	58
315	Обитічна - с.Шевченко	390	1954-88	35
316	Обитічна - м.Приморськ	1300	1938-40, 1950-2010	64
317	Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	1949-51, 1953-88	39
318	Берда - с.Захарівка	718	1963-2010	48
319	Берда – с.Осипенко	1620	1916-18, 1926-30, 1933-40, 1950-72, 1974-2010	76
320	Кальміус – сmt Авдот'їне	263	1949-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2010	58
321	Кальміус - с.Роздольне	1690	1956-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2010	51
322	Кальміус - сmt Приморське (Сартана)	3700	1928-41, 1950-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2010	71
323	Мокра Волноваха - с.Миколаївка	194	1946-49, 1954-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2010	57
324	Дубовка-с.Старогнатівка	39,0	1962-88	27
325	Кальчик - с.Кременівка	469	1958-2010	53
326	Кальчик - м.Маріуполь	1250	1946-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2010	61
327	б.Полкова - с.Кременівка	63,0	1958-71, 1973-75	17
328	Малий Кальчик - с.Кременівка	270	1946,1948, 1950-52, 1958-2010	58
329	Калець-х.Перемога	164	1960-75	16
330	Грузький Єланчик-с.Гусельщикове	1190	1956-88	33

Кінець таблиці А.1

Номер поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Період спостережень	Число років
331	Мокрий Єланчик-с.Єфремівка	611	1950-65, 1967-69	19
332	Міус - с.Стрюкове	142	1960-2010	51
333	Міус - с.Дмитрівка	2090	1957-2010	54
334	Міус-с.Куйбишево	2450	1958-87	30
335	Міус-р.с.Матвеев Курган	5780	1929, 1931, 1932, 1934, 1947-50, 1952-1956, 1960-87	41
336	Крепінка - х.Чугуно-Крепінка	224	1963-88	26
337	Нагольна - с.Дякове	780	1983-2010	28
338	Кринка - с.Новоселівка	582	1929-31, 1940, 1949-2010	66
339	Кринка - с.Благодатне	1690	1937-40, 1946-48, 1954-88, 1991-94, 1996-99, 2001-2010	60
340	Вільхова - с.мт Олексієво-Орловка	272	1947,1951-2010	61

Список метеорологічних станцій і постів

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, H , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
1	Єльня	Десна	231	54°34'	33
2	Спас-Деменський	”-”	237	53°24'	33
3	Рославль	”-”	214	53°58'	33
4	Псур г/п	”-”	180	53°41'	42
5	Жиздра	”-”	193	53°45'	33
6	Жуківка	”-”	175	53°32'	43
7	Брянськ	”-”	214	53°20'	47
8	Карачев	”-”	220	53°08'	47
9	Почеп	”-”	171	52°56'	40
10	Унеча	”-”	185	52°50'	49
11	Навля	”-”	204	52°50'	48
12	Трубчевськ	”-”	178	52°35'	41
13	Радогощ	”-”	200	52°31'	41
14	Залізногірськ	Сейм	230	52°20'	23
15	Понирі	Сейм	247	52°19'	46
16	Щурово	”-”	200	52°05'	42
17	Житковичі	Прип'ять	137	52°13'	28
18	Семенівка	Десна	160	52°11'	48
19	Ново-Ямське	”-”	157	52°12'	43
20	Пінськ	Прип'ять	144	52°07'	27
21	Мозир	Прип'ять	185	52°03'	21
22	Фатеж	Десна	208	52°05'	43
23	Новгород-Сіверський	”-”	139	52°01'	43

Продовження таблиці А.2

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, H , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
24	Хут.Дружби	”_”	190	52°03'	33
25	Щігри	Сейм	233	51°52'	43
26	Щорс	Снов	127	51°48'	47
27	Покошичі	”_”	193	51°46'	47
28	Курськ	”_”	246	51°45'	48
29	Беседіно	”_”	159	51°43'	36
30	Тім	”_”	263	51°37'	45
31	Горшечне	Оскіл	263	51°32'	23
32	Любешів	Прип'ять	149	51°46'	50
33	Лельчици	Прип'ять	140	51°47'	19
34	Світязь	”_”	164	51°29'	49
35	Степань	”_”	157	51°08'	9
36	Глухів	Сейм	164	51°39'	66
37	Льгов	”_”	177	51°39'	45
38	Маневичі	Прип'ять	195	51°17'	31
39	Ковель	”_”	173	51°13'	49
40	Гулівка	”_”	165	51°16'	40
41	Сарни	”_”	153	51°21'	50
42	Сварині	”_”	161	51°16'	35
43	Олевськ	”_”	181	51°13'	49
44	Овруч	”_”	171	51°19'	52
45	Чернігів	Десна	113	51°29'	34
46	Рильск	Сейм	204	51°34'	43
47	Ст. Оскол	Оскіл	150	51°18'	54
48	Макошино	Десна	120	51°27'	43

Продовження таблиці А.2

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, <i>H</i> , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
49	Мутино	Сейм	141	51°24'	38
50	Ржава	”_”	241	51°14'	43
51	Богородицьке Феніно	”_”	223	51°10'	50
52	Замостя	”_”	140	51°11'	40
53	Обоянь	Псел	190	51°12'	67
54	Ягідне	Прип'ять	168	51°02'	47
55	Колки	”_”	173	51°07'	5
56	Чорнобиль	”_”	123	51°17'	35
57	Поліське	”_”	134	51°14'	37
58	Конотоп	Сула	144	51°14'	66
59	Білопілля	Сейм	167	51°09'	47
60	Яковлево	Псел	200	50°52'	42
61	Суми, АМСГ	”_”	172	50°53'	66
62	Володимир- Волинський	Прип'ять	194	50°50'	49
63	Деражне	”_”	167	50°52'	57
64	Коростень	”_”	185	50°57'	60
65	Ніжин	Остер	124	51°03'	59
66	Остер	Десна	111	50°57'	55
67	Будки	Сула	133	50°54'	19
68	Новий Оскол	Оскол	125	50°45'	48
69	Луцьк, АМСГ	Прип'ять	192	50°45'	47
70	Готня	Ворскла	225	50°48'	56
71	Сокаль	Зах. Буг	196	50°24'	10

Продовження таблиці А.2

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, H , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
72	Рівне	Прип'ять	227	50°35'	41
73	Новоград-Волинський	"-"	216	50°36'	63
74	Броніки	"-"	208	50°31'	44
75	Володарськ-Волинський	Тетерів	194	50°36'	51
76	Тетерів	"-"	132	50°42'	56
77	Ромни	Сула	168	50°46'	60
78	Білгород	С.Донець	184	50°36'	56
79	Дал.Піски	"-"	121	50°45'	33
80	Межиріччя	Зах. Буг	192	50°20'	25
81	Волиця	Зах. Буг	205	50°14'	13
82	Дубно	Прип'ять	198	50°24'	49
83	Немішаєве	Здвіж	161	50°33'	19
84	Прилуки	Сула	132	50°35'	65
85	Лебедин	Псел	131	50°35'	65
86	Борисівка	Ворскла	140	50°36'	17
87	Щурівці	Прип'ять	204	50°16'	17
88	Понінка	"-"	226	50°11'	24
89	Житомир	Тетерів	218	50°17'	43
90	Гадяч	Псел	154	50°22'	66
91	Казача Лопань	С. Донець	172	50°20'	48
92	Валуйки	Оскіл	111	50°13'	67
93	Рава Руська	Зах. Буг	252	50°15'	53
94	Трійця	Прип'ять	207	50°36'	38

Продовження таблиці А.2

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, H , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
95	Нестеров	Зах. Буг	227	50°03'	27
96	Кам'янка-Бузька	"-"	212	50°07'	50
97	Броди	Прип'ять	226	50°06'	52
98	Бориспіль	Дніпро	121	50°20'	47
99	Яготин	"-"	125	50°13'	59
100	Богодухів	Ворскла	202	50°10'	58
101	Приколотне	С. Донець	213	50°10'	47
102	Митрофанівка	С. Донець	200	49°58'	32
103	Гребінка	Сула	116	50°08'	41
104	Лубни	"-"	156	50°01'	68
105	Миргород	Псел	97	49°58'	61
106	Чернеччина	Ворскла	109	50°18'	11
107	Білолуцьк	С. Донець	68	49°42'	39
108	Коломак	Ворскла	180	49°51'	66
109	Куп'янськ	Оскіл	87	49°43'	56
110	Комсомольське	С. Донець	102	49°36'	39
111	Яворів	Шкло	245	49°57'	54
112	Буськ	Зах. Буг	220	49°58'	41
113	Львів	Зах. Буг	319	49°49'	6
114	Кремінець	Прип'ять	259	50°07'	47
115	Шепетівка	"-"	277	50°10'	49
116	Сасів	Зах. Буг	271	49°53'	28
117	Ямпіль	Прип'ять	274	49°57'	54
118	Данців	"-"	220	49°56'	25
119	Троща	"-"	270	49°54'	53
120	Фастів	"-"	208	50°04'	57

Продовження таблиці А.2

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, H , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
121	Городківка	Тетерів	223	49°55'	53
122	Полтава	Ворскла	160	49°38'	64
123	Зміїв	С. Донець	86	49°40'	26
124	Хирів	Дністер	360	49°32'	38
125	Комарно	”_”	263	49°38'	36
126	Самбір	”_”	293	49°31'	42
127	Озимина	”_”	280	49°28'	23
128	Тернопіль	Дністер	334	49°34'	48
129	Велика Клітня	Прип'ять	283	49°42'	22
130	Стара Синява	Півд. Буг	257	49°36'	24
131	Білопілля	Тетерів	257	49°53'	46
132	Біла Церква	Рось	174	49°47'	59
133	Канів	”_”	106	49°44'	40
134	Золотоноша	Міжріччя Десни і Сули	94	49°41'	55
135	Веселий Поділ	Псел	96	49°37'	64
136	Балаклія	С. Донець	99	49°27'	15
137	Сватове	”_”	86	49°25'	58
138	Старобільськ	”_”	61	49°17'	41
139	Біловодськ	”_”	74	49°13'	52
140	Стрілки	Дністер	413	49°20'	42
141	Бережани	”_”	303	49°26'	53
142	Хмільник	Півд. Буг	284	49°34'	48
143	Старченкове	Рось	151	49°40'	50
144	Хмельницький	Півд. Буг	297	49°24'	64

Продовження таблиці А.2

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, <i>H</i> , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
145	Круподеренці	Рось	203	49°30'	45
146	Плисків	”-”	259	49°22'	13
147	Красноград	Оріль	158	49°23'	49
148	Красна Попівка	С. Донець	59	49°08'	44
149	Журавно	Дністер	244	49°15'	8
150	Городок	”-”	301	49°10'	17
151	Більшівці	”-”	222	49°11'	28
152	Задарів	Дністер	219	49°04'	26
153	Вінниця	Півд. Буг	281	49°14'	61
154	Липовець	”-”	298	49°15'	36
155	Жашків	Сінюха	235	49°15'	50
156	Ім. Шевченка	Тясмін	124	49°12'	56
157	Чигирин	”-”	123	49°05'	50
158	Світловодська ГЕС	Дніпро	85	49°02'	25
159	Ізюм	С. Донець	77	49°11'	62
160	Красний Лиман	”-”	105	48°58'	31
161	Галич	Дністер	217	49°07'	36
162	Чортків	”-”	320	49°01'	56
163	Жмеринка	Півд. Буг	313	49°01'	64
164	Озірна	Сінюха	214	49°05'	50
165	Лозова	Оріль	185	48°54'	60
166	Новомиргород	Сінюха	179	48°48'	49
167	Губініха	Самара	127	48°49'	50
168	Верхньодніпровськ	Дніпро	90	48°33'	22
169	Артемівськ	С. Донець	136	48°36'	61

Продовження таблиці А.2

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, <i>H</i> , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
170	Луганськ	”-”	59	48°34'	54
171	Заліщики	Дністер	194	48°38'	35
172	Каменець-Подільський	”-”	224	49°08'	51
173	Гайсин	Півд. Буг	210	48°48'	64
174	Умань	”-”	214	48°45'	63
175	Знам'янка	Інгулець	180	48°43'	49
176	Павлоград	Самара	65	48°33'	47
177	Коханівка	Самара	92	48°31'	38
178	Дебальцеве	С. Донець	334	48°21'	59
179	Голинчинці	Дністер	300	49°15'	13
180	Могилів-Подільський	”-”	78	49°15'	46
181	Кіровоград	Інгулець	170	48°30'	63
182	Комісарівка	”-”	118	48°26'	63
183	Синельникове	Самара	147	48°20'	49
184	Красноармійське	”-”	193	48°16'	48
185	Дар'ївка		301	48°58'	53
186	Крижопіль	Півд. Буг	290	48°22'	42
187	Гайворон	”-”	150	48°20'	64
188	Помічна	Сінюха	211	48°15'	63
189	Долинська	Інгул	191	48°07'	63
190	Чаплине	Вовча	173	48°08'	48
191	Донецьк	”-”	224	48°04'	27
192	Первомайськ	Півд. Буг	105	48°03'	46
193	Бобринець	Інгулець	142	48°04'	63

Продовження таблиці А.2

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, H , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
194	Кривий Ріг	”-”	98	47°56'	50
195	Лошкарівка	Базавлук	83	47°58'	48
196	Андріївка	Вовча	86	48°01'	10
197	Амвросіївка	Молочна	164	49°08'	43
198	Любашівка	Півд. Буг	181	47°51'	60
199	Гуляй Поле	Вовча	117	47°39'	48
200	Нікополь	Дніпро	53	47°35'	43
201	Волноваха	Вовча	266	47°37'	49
202	Вознесенськ	Півд. Буг	26	47°34'	45
203	Баштанка	Інгул	84	47°25'	44
204	Кирилівка	Колка	221	47°20'	54
205	Затишшя	Вел. і Мал. Куяльнік	193	47°20'	50
206	Пришиб	Дніпро	87	47°16'	52
207	Вел.Александровка	Інгулець	57	47°19'	35
208	Токмак	Молочна	47	48°20'	26
209	Андріївка	Приазов'я		48°16'	14
210	Дубосари	Дністер	40	47°16'	39
211	Маріуполь	Приазов'я	68	48°22'	38
212	Кишинів	Дністер	173	47°00'	32
213	Сербка	Тілігул	72	47°01'	44
214	Миколаїв	Півд. Буг	51	46°57'	15
215	Ниж. Сірогози	Дніпро	54	46°51'	41
216	Мелітополь	Молочна	33	48°04'	39
217	Тирасполь	Дністер	19	46°49'	39
218	Роздільна	Кучурган	16	46°51'	50

Кінець таблиці А.2

Номер поста	Станція (пост)	Басейн річки	Висота станції, H , м БС	Широта станції, φ° півн.ш.	Число років
219	Нова Каховка	Дніпро	26	46°42'	30
220	Херсон	”_”	47	46°38'	42
221	Одеса	Вел.і Мал. Куяльник	42	46°29'	33
222	Очаків	Півд. Буг	35	46°37'	26
223	Асканія Нова	Дніпро	28	47°51'	41
224	Олонешти	Дністер	110	46°30'	25
225	Комрат	Ялпуг	133	46°18'	32
226	Бехтери	Дніпро	6	46°15'	39
227	Сарата	Сарата	12	46°01'	49
228	Болград	Ялпуг	80	45°41'	50
229	Ізмаїл,обс.	Дунай	28	45°22'	49

Наукове видання

ОВЧАРУК ВАЛЕРІЯ АНАТОЛІВНА

**МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ
РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ**

МОНОГРАФІЯ

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15

Підписано до друку 01.09.2020 р. Формат 60x84/16.
Папір офсетний. Гарнітура Times New Roman. Цифровий друк.
Умовно-друк. арк. 17,44. Тираж 50. Замовлення № 0920-205.
Віддруковано з готового оригінал-макета.

Видавництво і друкарня – Видавничий дім «Гельветика»
65101, Україна, м. Одеса, вул. Інглєзі, 6/1
Телефон +38 (0552) 39 95 80,
+38 (095) 934 48 28, +38 (097) 723 06 08
E-mail: mailbox@helvetica.com.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи
ДК № 6424 від 04.10.2018 р.