

**ГОПЧЕНКО Є.Д., ОВЧАРУК В.А., ШАКІРЗАНОВА Ж.Р.**

**РОЗРАХУНКИ ТА ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ  
ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО  
ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р. ПРИП'ЯТЬ**

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

**ГОПЧЕНКО Є.Д., ОВЧАРУК В.А., ШАКІРЗАНОВА Ж.Р.**

**РОЗРАХУНКИ ТА ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ  
ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО  
ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р. ПРИП'ЯТЬ**

Монографія

**О д е с а  
“ТЭС” – 2010**

**ББК 26.22**  
**Г66**  
**УДК 556.166 (321)**

*Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол №\_\_ від \_\_.\_\_.200\_\_)*

**Рецензенти:**

д.г.н., проф. О.О.Світличний, к.г.н., доц. Г.М. Андрєєвська

**Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірманова Ж.Р.**

**Г66 Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять: Монографія.– Одеса: Вид-во "ТЭС", 2010. – 336 с.**

ISBN

Монографія присвячена аналізу умов формування весняного водопілля в басейні р. Прип'ять і розробці методичної бази для розрахунків та довгострокових прогнозів характеристик максимального стоку за цей період. В якості розрахункової пропонується модель операторного типу, яка дозволяє врахувати всі етапи трансформації стоку - на схилах і в руслі. У прогнозній методиці розвиток процесів водопілля на водозборі описується на основі використання дискримінантного аналізу і подальшого встановлення прогнозних величин по регіональних залежностях. Формою представлення прогнозних величин шарів стоку і максимальних витрат води є відповідні карти очікуваних характеристик у вигляді модульних коефіцієнтів.

Монография посвящена анализу условий формирования весеннего половодья в бассейне р. Припять и разработке методической базы для расчетов и долгосрочных прогнозов характеристик максимального стока за этот период. В качестве расчетной предлагается модель операторного вида, позволяющая учесть все этапы трансформации стока - на склонах и в русле. В прогнозной методике развитие процессов половодья на водосборе описывается на основе использования дискриминантного анализа и дальнейшего установления прогнозных величин по региональным зависимостям. Формой представления прогнозных величин слоев стока и максимальных расходов воды являются соответствующие карты ожидаемых характеристик в виде модульных коэффициентов.

A monograph is devoted the analysis of terms of forming of spring flood in basin of the Pripyat' and to development of methodical base for calculations and long-term forecasting of descriptions of maximal flow for this period. As a calculation the model of operate kind is offered allowing taking into account all of the stages of transformation of flow - on slopes and in the river-bed. In a prognosis method development of processes of spring flood on watershed is described on the basis of the use of discriminate analysis and further establishment of prognosis values on regional dependences. The form of presentation of prognosis values of layers of flow and maximal discharges are the proper cards of the expected descriptions as module coefficients.

**ББК 26.22**

ISBN

© Одеський державний  
екологічний університет, 2010

## ЗМІСТ

Вступ.....	7
1 Коротка фізико-географічна характеристика басейну р. Прип'ять.....	9
1.1 Географічне положення і рельєф.....	9
1.2 Карст.....	13
1.3 Ґрунти і рослинність.....	16
1.4 Кліматичні умови.....	21
1.5 Водний режим та особливості гідрометеорологічних умов формування весняних водопіль в басейні Прип'яті.....	36
1.6 Гідрографія і гідрометеорологічна вивченість .....	42
1.6.1 Гідрометеорологічна вивченість.....	44
2 Сучасні методи розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля річок.....	46
2.1 Методи, які спираються на геометричну схематизацію схилового та руслового гідрографів стоку.....	49
2.1.1 Аналіз структури редуційних формул.....	49
2.1.2 Об'ємні формули максимального стоку.....	55
2.2 Формули, засновані на теорії руслових ізохрон.....	62
2.3 Деякі проміжні формули максимального стоку.....	66
2.4 Розрахункова методика для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	88
3 Статистична обробка та просторове узагальнення стокових характеристик весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	96
3.1 Обґрунтування науково-методичної бази для статистичної обробки часових рядів шарів стоку і витрат води весняного водопілля.....	96
3.1.1 Критерії однорідності часових рядів...	96
3.1.2 Методи визначення оцінок статистичних параметрів розподілу часових рядів максимального стоку .....	98
3.1.3 Науково-методична база для статистичної обробки часових рядів максимального стоку.....	104
3.2 Аналіз однорідності і циклічності рядів весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	108
3.3 Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води, шарів стоку весняного водопілля та максимальних снігозапасів в басейні р. Прип'ять.....	116

3.4	Узагальнення розрахункових характеристик часових рядів максимального стоку весняного водопілля та максимальних запасів води в сніговому покриві.....	119
3.4.1	Просторове узагальнення шарів стоку весняного водопілля в межах басейну Прип'яті.....	123
3.4.2	Узагальнення статистичних параметрів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля.....	126
3.4.3	Максимальні снігозапаси на початок весняного водопілля та їх просторове узагальнення.....	128
3.4.4	Сумарне надходження води на водозбір в період весняного водопілля.....	132
3.4.5	Об'ємний коефіцієнт стоку.....	134
4	Обґрунтування параметрів розрахункової методики для визначення максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	139
4.1	Час руслового добігання.....	139
4.2	Розрахункові характеристики схилового припливу та їх узагальнення за територією.....	143
4.2.1	Визначення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу.....	143
4.2.2	Тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі.....	147
4.3	Максимальні модулі схилового припливу.....	157
4.4	Трансформаційні функції.....	159
4.4.1	Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом часу руслового добігання.....	159
4.4.2	Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом русло-заплавного регулювання.....	161
4.5	Оцінка можливого впливу озер та водосховищ на максимальний стік весняного водопілля.....	165
4.6	Перевірні розрахунки.....	167
5	Обґрунтування науково-методичної бази та реалізація методу довгострокового прогнозування шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	170
5.1	Огляд існуючих методів довгострокового прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля.....	170
5.1.1	Розвиток довгострокового прогнозування характеристик максимального стоку рівнинних річок.....	170
5.1.2	Існуючі методи просторових довгострокових прогнозів максимального тало-дощового стоку.....	179
5.2	Метод територіального довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на основі встановлення типу весни.....	183

5.2.1 Теоретичні основи методу просторового довгострокового прогнозу шарів весняного стоку та максимальних витрат води водопілля.....	183
5.2.2 Картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості.....	188
5.2.3 Методика встановлення ймовірності настання прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля.....	189
5.3 Об'єкти дослідження та визначення факторів весняного стоку.....	191
5.3.1 Об'єкти дослідження та використана вихідна інформація.....	191
5.3.2 Визначення основних гідрометеорологічних факторів весняного водопілля.....	192
5.4 Реалізація регіональної методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	213
5.4.1 Обґрунтування прогнозних залежностей при визначенні типу водності весняного водопілля.....	213
5.4.2 Встановлення ймовірності настання прогнозних величин шарів стоку водопілля.....	219
5.4.3 Картографічне представлення очікуваних величин шарів стоку весняного водопілля.....	221
5.4.4 Оцінка методики прогнозів шарів стоку весняного водопілля.....	222
5.4.5 Схема складання територіального довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля.....	226
5.5 Довгострокове прогнозування максимальних витрат та рівнів води весняного водопілля.....	236
5.5.1 Розрахунок характеристик гідрографів схилового припливу тало-дощової води в басейні р. Прип'яті.....	236
5.5.2 Побудова регіональних залежностей для прогнозу максимальних витрат води водопілля.....	239
5.5.3 Обґрунтування параметрів прогнозної схеми при формуванні зимових паводків.....	244
5.5.4 Встановлення ймовірності настання прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля.....	253
5.5.5 Просторове представлення прогностичних величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля та їх забезпеченості.....	254
5.5.6 Оцінка якості методики довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	255

6	Методична база для прогнозів строків проходження весняного водопілля в басейні р. Прип'яті.....	259
6.1	Існуючі методи для прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля.....	259
6.2	Обґрунтування методу визначення дат початку водопілля та проходження максимальних весняних витрат води.....	263
6.3	Методика встановлення забезпеченості прогнозних дат водопілля.....	267
6.4	Форма представлення прогнозів дат.....	268
6.5	Загальні принципи оцінки методики прогнозу строків проходження весняного водопілля.....	269
6.6	Реалізація запропонованого методу для прогнозування дат початку та настання максимальних витрат води в басейні р. Прип'ять.....	271
6.7	Визначення забезпеченості прогнозних дат у багаторічному розрізі.....	277
6.8	Оцінка методики прогнозу строків проходження весняного водопілля.....	278
6.9	Форма представлення очікуваних дат проходження весняного водопілля.....	283
	Висновки.....	284
	Список використаних джерел.....	287
	Додатки.....	301

## ВСТУП

Як відомо, максимальний стік є важливою базовою характеристикою при проектуванні та експлуатації різного роду гідротехнічних споруд у долинах і руслах річок. Починаючи з 1983 року і по цей час, гідрологічні розрахунки в Україні регламентуються нормативним документом СНіП 2.01.14-83, який юридично у 2003 році скасовано у більшості країн СНД його засновниками.

Замість нього запроваджено новий нормативний документ СРД.01.04-2007, який на відміну від попереднього, передбачає можливість більш широкого використання регіональних розробок і узагальнень. Запропоновано цей документ Державним гідрологічним інститутом Росгідромету та Держбудом Росії. Ухвалено його за пропозицією Міждержавної науково-технічної комісії по стандартизації, технічному нормуванню і стратифікації у будівництві 18 травня 2005 року, причому за погодженням країн: Азербайджан, Вірменія, Білорусь, Казахстан, Молдова, Російська федерація, Таджикистан, Узбекистан.

На жаль, недосконала теоретична база з нормування характеристик дощових паводків і водопіль у ньому залишилась. Ураховуючи ці дуже суттєві обставини, а також те, що з дня заснування діючого поки-що в Україні СНіП 2.01.14-83 минуло понад 30 років, розробка нової нормативно - розрахункової бази в галузі максимального стоку є актуальною проблемою, яка потребує свого невідкладного вирішення.

Регіональний варіант нормативної бази, реалізований на прикладі річок басейну р. Прип'ять стосовно гідрологічних характеристик весняних водопіль, автори побудували на теоретичній моделі руслових ізохрон.

Важливою стороною дослідження максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять є те, що крім розрахункових характеристик в монографії запропоновані також науково-методичні підходи стосовно довгострокового щорічного прогнозування шарів стоку максимальних витрат води, строків початку повені та дат максимальних витрат (рівнів) води у річках регіону. Теоретично розрахункова і прогнозна



методики пов'язані між собою і будуються на використанні даних про максимальні снігозапаси і опади періоду формування водопілля.

Авторами використані матеріали спостережень мережі гідрометеорологічних станцій і постів до 2010 року включно. Площі водозборів річок охоплюють діапазон від 118 до 101000 км<sup>2</sup>.

Загальне наукове і методичне керівництво здійснювалось завідувачем кафедри гідрології суші, доктором географічних наук, професором Гопченком Євгеном Дмитровичем. Розділи 2-4 підготовлені особисто кандидатом географічних наук, доцентом Овчарук Валерією Анатоліївною, 5-6 – кандидатом географічних наук, доцентом Шакірзановою Жаннеттою Рашидівною, а розділ 1 – спільно ними та асистентом кафедри гідрології суші Погорєловою Мариною Полікарпівною, також у підготовці окремих розділів брали участь магістри Іванова Н.В., Караташ О.І. та Кімаковська М.В. Автори вважають за необхідне виразити подяку співробітникам і начальнику відділу гідрологічних прогнозів Українського Гідрометцентру Бойко Вікторії Михайлівні за співпрацю при створенні бази вихідних даних по басейнах Прип'яті та середніх приток Дніпра, апробації методики прогнозування характеристик весняного водопілля та розробникам автоматизованого комп'ютерного комплексу Андрєєвській Галині Михайлівні та Окуневичу Володимирі Федоровичу.

# 1 КОРОТКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БАСЕЙНУ Р. ПРИП'ЯТЬ

## 1.1 Географічне положення і рельєф

Прип'ять — річка в Україні (у Волинській, частково у Рівненській, Київській областях) та у Білорусі - найбільша за площею басейну, довжиною і водністю права притока Дніпра. Бере початок поблизу с. Голядина Любомльського району Волинської області і впадає в Київське водосховище (рис.1.1). Довжина її становить 761км, площа водозбору 121 000 км<sup>2</sup>, зокрема в межах Білорусі - 52700 км<sup>2</sup> (44%). Загальне падіння 69,5 м, середній ухил водної поверхні - 0,09‰, середньозважений - 0,08‰. Основні притоки: праві - р. Стир (довжина 94 км), р. Горинь (довжина 659 км), р. Уборть (довжина 292 км); ліві - р. Ясельда (довжина 242 км), р.Случ (довжина 197 км), р.Птич (довжина 421км).



Рисунок 1.1 – Карто-схема географічного положення басейну  
р. Прип'ять

Досліджувана територія знаходиться в зоні широколистяних лісів і частково - в лісостеповій зоні України, а лівобережна частина басейну р. Прип'ять - переважно в зоні мішаних лісів Білоруського Полісся і лише деякі притоки беруть початок північніше на території Центрально-Березанської рівнини (рис.1.2). На заході межа району проходить по вододілу Західного Бугу, на півночі - по вододілах Березини, Вілії та Німану, на сході - по вододілу Дніпра, а на півдні - по вододілах річок Дністра і Південного Бугу. Басейн правобережної Прип'яті також охоплює декілька орографічних областей - це північна частина Подільської височини і Поліська низовина (Волинська і Житомирська).

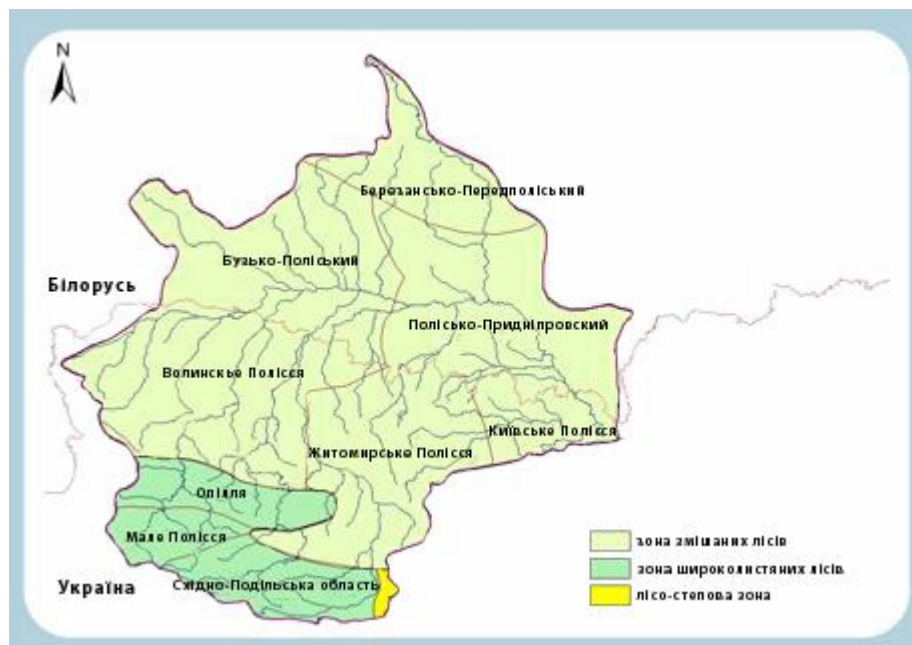


Рисунок 1.2 – Фізико-географічне районування басейну р. Прип'ять

Формування рельєфу досліджуваної території обумовлене її геологічною будовою, тектонічною активністю окремих частин, а також дією зовнішніх процесів, з яких найголовнішими є акумулятивна і ерозійна діяльність льодовиків.

**Рельєф території** характеризується чергуванням моренних горбистих височин з плоскими рівнинними ділянками. На південний схід від Білоруського пасма знаходяться прильодовикові рівнини, які на

південь переходять в плоску заболочену Поліську низовину, слабо нахилену від Західного Бугу до Дніпра і складену водно-льодовиковими і стародавніми озерно-річковими відкладами. Моренні пасма і горби досить рідкісні в Поліссі. На захід від р. Горинь протягнулася смуга Волинського пасма, в районі м. Мозир піднімається Мозирське пасмо.

Риси моренного рельєфу, що добре збереглися, обширні задрові рівнини, оточені височинами, наявність стародавніх улоговин стоку льодовикових вод і кліматичні особливості визначили в основному будову річкової мережі і зумовили розподіл озер і боліт на цій території [1, 2].

На північ Правобережна височина переходить в Поліську низовину. Межа між ними відповідає північній межі суцільного розповсюдження лесових порід і проходить по лінії Шепетівка - Полонне - Чуднов. У західному напрямі Правобережна височина переходить в Подільську височину: у північно-східній частині протікають річки Случ і Горинь, а на північно-західному схилі бере початок річка Стир та її права притока Іква.

Подільська височина має максимальні відмітки поверхні до 407 м в районі м. Кременець на вододілі між річками Іквою і Вілією (права притока Горині); максимальні відмітки поверхні вододілу Вілія - Горинь і Горинь - Случ досягають 320 м. Різниця висот в районі Кременецької височини становить близько 200 м, східніше зменшується до 40 - 60 м.

Річки Іква і Стир перетинають східну частину Малополіської (Бугсько-Стирської) рівнини – обширну, відносно знижену область, що розділяє Подільську (на півдні) і Волинську височини (на півночі). Ця неглибоко розчленована рівнина має відмітки поверхні порядку 230 – 240 м. Рівнинний характер поверхні, поширеність піщаних масивів і значна заболоченість дали підставу для порівняння її з Поліссям.

Волинська височина витягнута в широтному напрямі, перетинається долинами Стира (і притокою Іквою) і Горині. Відмітки поверхні тут становлять 240 - 250 м, в межах Мізочського кряжу - до 34 м, глибина врізу річкових долин досягає 60 -70 м.

Поліська низовина складається з низки частин, кожна з яких має свої особливості. Загальними рисами Полісся є порівняно плоска, часто заболочена поверхня, неглибоко врізані широко меандруючі річкові

долини, велике розповсюдження пісків, які створюють своєрідні форми рельєфу.

Абсолютні відмітки поверхні Волинського Полісся досягають 220 м, але в середньому знаходяться в межах 200 м (поверхня всього прип'ятського і правобережного Полісся нахилена на північ, до долини Прип'яті); глибина врізу річкових долин незначна, тільки на окремих ділянках досягає 30 – 50 м. Окремі нерівності обумовлені в основному нерівномірною акумуляцією льодовикових відкладів.

Центральне Полісся, що відповідає області залягання кристалічних порід вище за місцеві бази ерозії, є найвище піднятою, краще дренованою, менш заболоченою і більш глибоко розчленованою частиною Полісся. Різко виділяється Словечансько-Овручський кряж - витягнута в широтному напрямі височина, що піднімається над навколишньою місцевістю на 55 - 65 м.

Поліська тераса на частині своєї поверхні складена пісками, на іншій - суглинками. Піски поліської тераси часто утворюють складний горбистий рельєф - релікти руслових валів і інших флювіальних форм в більшою або меншою мірою перероблені вітром. На значних ділянках піски покриті сосновими лісами, що дало підставу для назви піщаної гушавини цієї тераси - бороваю. Поступово тераса поліського віку переходить часто без помітних уступів в зандрову рівнину [1, 2].

Дуже поширені на описуваній території льодовикові і водно-льодовикові рівнини. Власне моренна рівнина відома тільки в західному Поліссі, де вона утворює широтно витягнуте пасмо. На решті території, що покривалася льодовиком максимального заледеніння, моренні відклади прикриті, і тому в рельєфі не виражені моренно-зандрова і зандрова рівнини, які утворюють вельми специфічний рельєф Полісся – залісену низовину з неглибоко врізаними широко меандруючими річковими долинами, великою кількістю боліт. Ближче до периферії території, що покривалася льодовиком максимального заледеніння, і в прильодовикових районах моренно-зандрова і зандрова рівнини переходять у водно-льодовикову лесову рівнину, в будові якої беруть участь лесові породи і водно-льодовикові піски. У позальодовиковій зоні тягнуться обширні

рівнини, складені лесовими породами різних утворень. У південно-східній частині Волино-Подільської плити вони залягають на значних відносних висотах і розчленовані яружно-балковою мережею [1, 2].

## 1.2 Карст

На основі схеми районування [3] в басейні р. Прип'ять виділяють Поліські райони розвитку верхньокрейдяного карсту її правих приток: річок Турії, Стохода, Стира, Горині і Случі (рис.1.3).

Інтенсивний розвиток карсту обумовлений, перш за все, близьким заляганням від денної поверхні карстуючих верхньокрейдяних відкладів, представлених білими мергелями і писальною крейдою. Ці відклади залягають вище за місцеві базиси ерозії і нерідко оголюються по долинах річок і на схилах підвищених ділянок вододілів у вибоїнах і штучних виробленнях. Весь рельєф району визначається характером поверхні крейдяних відкладів - вона сильно денудована, горбиста, закарстована і має загальний ухил на захід і північний захід. Найбільш високі відмітки крейди спостерігаються в південній частині Волинського Полісся, на виступах крейдяних порід, створюючих горби, розташовані в районі міст Любомль, Ковель, Турійськ, Костопіль, сіл Маковичі, Береськ, Киселін та ін.

Потужність крейдяних відкладів значно коливається, збільшуючись зі сходу на захід від 20 м (межиріччя Горинь - Случ) до 280 - 300 м (межиріччя Прип'ять - Турія), максимальна - 415 м (переважає 50 - 150 м). Широкому розвитку карстових процесів і заболочуванню району сприяє значна обводненість його як поверхневими, так і підземними водами та поганим відтоком цих вод у зв'язку із слабкою розчленованістю рельєфу (до 50 м) при значній кількості атмосферних опадів, а також порівняно невеликих величинах випаровування.

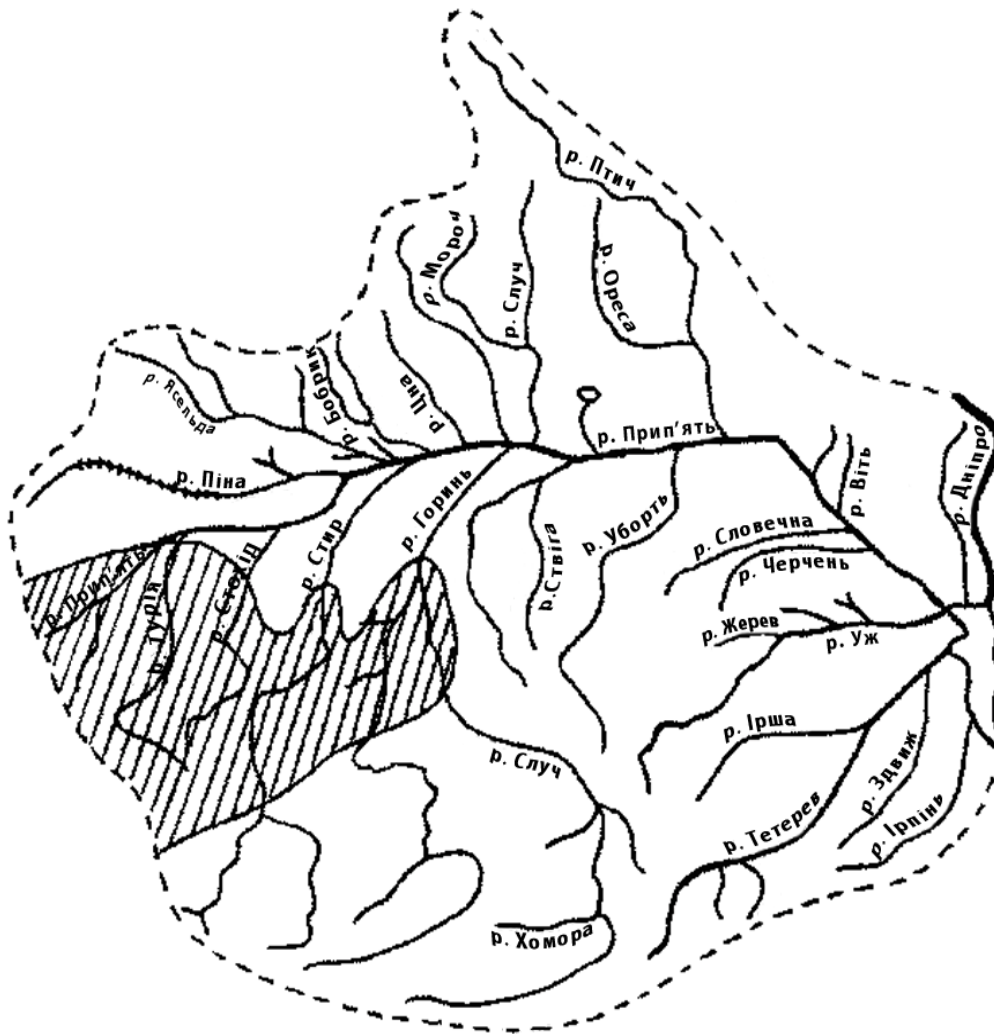


Рисунок 1.3 - Схема розташування карсту в басейні р. Прип'ять

За характером й інтенсивністю розвитку карстових процесів на території можна виділити такі карстові райони [1]:

1. **Верхньоприп'ятський**, який охоплює карстові ділянки сенонських крейдяно-мергельних відкладів з крупними озерними улоговинами у верхів'ї р. Прип'ять (озера Світязь, Сомінське, Святе, Пісочне і ін.), а також з воронками-озерами, заболоченими ділянками і карстовими воронками в басейні р. Виживка та в районі сіл Ратне і Шацьке.

2. **Турія-Стохідський** з дещо підвищеною крейдяною поверхнею і широким розвитком воронок і карстово-озерних улоговин, включає

верхів'я басейну р.Турія і Туріє-Стохідське межиріччя (Озеряни, Турійськ, Озютичі, Клюськ, Камінь-Камірське та ін.).

3. *Центральний*, що включає річки Стохід, Стир, Горинь з карстовими воронками і джерелами (Маневичі, Черевахи, Оконськ, Поворське, Береськ та ін.).

4. *Південно-східний*, розташований головним чином в межиріччі Горинь - Случ з розвитком провальних воронок в малопотужних туронських відкладах (Костополь, Любомирська, Клевань і ін.).

Поверхня карсту в межах Волино - Подільської височини залягає на абсолютних відмітках 230 - 270 м, в долинах - на 160 - 170 м і на Поліській рівнині поступово знижується на північний схід від 150 - 200 до 70 - 110 м. Це свідчить про відносну вирівненість поверхні, що при пологому заляганні шарів обумовлює сповільнену циркуляцію карстових вод і «консервацію» процесу.

Наявність процесів карстування і заболочування одночасно є основною особливістю цього району.

Малі ухили русел річок утрудняють відтік і сприяють наближенню дзеркала ґрунтових вод на знижених ділянках до поверхні. Заболочені території займають 30 - 40% площ. Нижні горизонти вод четвертинних утворень підживлюються карстовими водами в місцях улоговин (с.Мідне та ін.). Карстові води також підживлюють район р.Турія. Циркуляція карстових вод пов'язана з особливостями тріщинуватості крейдяних відкладів і замулюванням тріщин.

У верхній частині крейдяного розрізу знаходиться слабо водопроникна зона замулювання потужністю 10 - 15 м. У долинах річок вона зменшується, а на вододілах - збільшується. Найбільш закарстований інтервал глибин 16 - 100 м. Для центральної і південно-західної частини Волині характерне зростання тріщинуватості в долинах крупних річок (тріщини більш промиті), а загасання простежується на Волинському плато.

Рівні води водоносного горизонту знаходяться на глибинах до 38 м від денної поверхні. Найбільш різке коливання рівнів спостерігається на сильно закарстованому Волинському плато і на інших ділянках



Прип'ятської низовини. У долинах річок горизонт, як правило, напірний - це зона часткового розвантаження. Район також характерний відсутністю сильного поглинання, на закарстованих ділянках спостерігається приплив карстових вод і поповнення за їх рахунок річкового стоку.

Своєрідність району полягає й в існуванні двох, як би протилежних процесів - заболочування і карстування, що обумовлюються загальними особливостями підземних і поверхневих вод. Розвиток карстових процесів забезпечує обводненість району і більш сповільнений відтік води з його території, що разом з іншими чинниками сприяє запізнюванню спаду рівня ґрунтових вод у порівнянні зі спадом рівня в річках [1, 2].

### **1.3 Ґрунти і рослинність**

Ґрунтовий покрив басейну р. Прип'ять надзвичайно строкатий і різноманітний. За підстильними і ґрунтоутворюючі породи правлять переважно четвертинні льодовикові і післяльодовикові піщані відклади, потужністю 15-40 м, які відрізняються високим стоянням (0,1-3 м від поверхні) дзеркала ґрунтових вод (рис.1.4).

Характерною особливістю Полісся є її слабка дренажність, а тому має місце велика кількість мезо - і мікроформ рельєфу, безліч дрібних боліт, розкиданих серед незаболочених ґрунтів, що вкрай утрудняє сільськогосподарське використання таких територій, знижує землеробські якості і створює надзвичайно велику строкатість угідь.

Формування ґрунтового покриву повсюдно відбувається в умовах підвищеного або надмірного зволоження [1, 2, 4].

Найбільшого розвитку набули тут дерново-підзолисті, місцями оглеєні, піщані і супіщані ґрунти. У центральному Поліссі великі площі зайняті різного виду заболоченими і болотяними ґрунтами, алювіально-лугові ґрунти - пов'язані з долинами. На підвищених ділянках розвинені середньосуглинні і легкосуглинні ґрунти, а на крайньому півдні зустрічаються чорноземи [1, 2, 4].












-  - дерново-підзолисті заболочені;
-  - дерново-підзолисті глеєваті;
-  - чорноземи потужні малогумусні глеєвато-легко-суглинні;
-  - торф'яно-болотяні ґрунти и торф'яники;
-  - дерново-слабкопідзолисті піщані и глинисто-супіщані;
-  - алювіально-лужні;
-  - чорноземи опідзолені суглинні;
-  - темно-сірі опідзолені суглинні;
-  - каштанові ґрунти.

Рисунок 1.4 – Схематична карта ґрунтів в басейні р. Прип'ять [1, 2]

Для дерново-підзолистих ґрунтів характерна чітка диференціація профілю за елювіально-ілювіальним типом. Верхній гумусо-елювіальний горизонт потужністю 10 - 20 см, світло-сірого або буро-сірого кольору, пухкий, німічно-грудкуватий або плитчасто-грудкуватий.

У дерново-підзолистих ґрунтах піщаного і глинисто-піщаного механічного складу елювіальний горизонт виявляється слабо і не так чітко. Ілювіальний горизонт представлений тонкими (від 0,3 до 5 см), звивистими, ущільненими горизонтальними прошарками. Вони майже суцільно покривають боріві тераси і горбисті, перероблені вітром задрові рівнини Полісся. Ці ґрунти бідні мулистими частинками (2 - 5%), в них переважає дрібнозернистий пісок (близько 90 %). Вологозапас - 100 – 110 мм. Водно-фізичні і фізико-хімічні властивості малосприятливі не тільки для накопичення гумусу, але й для накопичення основних елементів живлення для рослин - фосфору і калію. Такі ґрунти вкрай потребують високих доз органічних і мінеральних добрив.

Дерново-підзолисті глеєві ґрунти поширені в північних частинах досліджуваного району. Пов'язані вони з плоскими не дренованими зниженнями мезорельєфу й з улоговинами стоку з близькими до поверхні рівнями ґрунтових вод, що обумовлює тривале перезволоження профілю, а в окремих випадках - навіть і заболочування.

У басейні річки Прип'ять поширені торф'яно-болотяні ґрунти, які пов'язані з обширними понижень вододілів, притерасних низин і долин. Використовуються вони частково як малоцінні кормові угіддя, велика частина яких є осоково-вільховими болотами. Висока потенційна родючість торф'яно-болотяних ґрунтів Полісся обумовлена великою потужністю органічної маси (від 0,5 до 10 м), високою зольністю (15 - 40 %), вони багаті на загальний азот, але бідні на фосфор, калій і мікроелементи; постійно перезволожені, повітряний режим незадовільний, ці ґрунти відрізняються великою кількістю закисних сполук сірководню й інших сильно токсичних речовин.

На території також зустрічаються чорноземи та інші ґрунти, різноманітні за механічним складом [1, 2, 4].

**Рослинність.** Басейн річки Прип'ять характеризується переважанням дубово-соснових лісів, велике розповсюдження мають також заплавні й позазаплавні луки та болота. Велика частина цієї території відноситься до Поліської підпровінції, до складу якої входить декілька округів [1, 2, 4]:

- 1) Західно-Поліський із сосновими лісами, заболоченими луками й низовинними болотами;
- 2) Луцько - Рівненський з дубовими і сосновими лісами;
- 3) Малополіський з дубово-сосновими, грабово-дубово-сосновими лісами й евтрофними болотами;
- 4) Центральна - Поліський з дубово-сосновими і дубово-грабово-сосновими лісами.

Майже половина площі водозбору зайнята мішаним лісом, болотами і заболоченими землями. Ліси переважно поширені на лівобережжі, між низов'ями річок Ясельди і Птичі, на правобережжі вони зосереджені південно-західніше м. Мозир. Переважними породами є сосна і дуб (рис 1.5).

Широколистяно-лісова зона в басейні річки Прип'ять представлена лісовою, луговою й болотяною рослинністю. Ліси займають приблизно 23% всієї території басейну і відносяться, головним чином, до підвищених елементів рельєфу й інших терас численних річок басейну річки Прип'яті. Найбільш залісеними є західна і центральна частина зони (30 - 40 %); найменше - східна (10 %). На луки припадає 12% усієї території. Зосереджені вони переважно в заплавах річок, на зандрових рівнинах і надзаплавних терасах. Болота займають приблизно 5% всієї площі; розташовані вони в заплавах, на інших піщаних терасах і у зниженнях.

Соснові ліси або бори складають 23 % всіх лісів. Широко розповсюджені вони на південному заході широколистяно-лісової зони. Представлені соснові ліси групами асоціацій лишайникових, зеленомісних і довгомісних сосняків. Сосняки лишайникові займають приблизно 15% площі соснових лісів. Сосняки довгомісні, або сірі бори, складають приблизно 30% від загальної площі. Тут зустрічається густий моховий покрив.

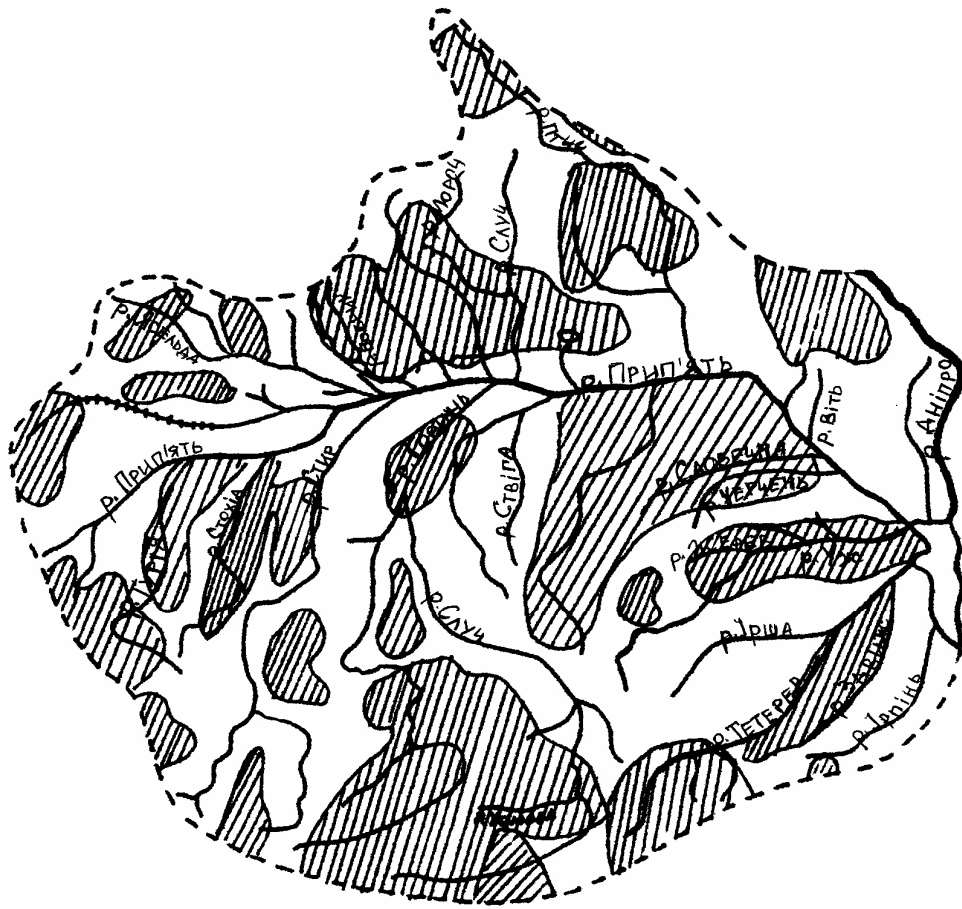


Рисунок 1.5 – Схематична карта рослинності в басейні р. Прип'ять[1, 2]

Дубово-соснові ліси, або субори, складають 45% всіх лісів. Представлені переважно орляковими, чорничними і довгоміцними групами асоціацій.

Серед борів виділяються мішані і заболочені широколистяні формації. Заплави річок часто покриті дубравами і дубово-грабовими лісами, вирубки і гар зазвичай зайняті березняками. Залісеність водозбору складає до 20%.

Великі масиви низовинних, трав'яних боліт розповсюджені на лівобережжі між Огинським каналом і р.Птич. Східною межею великих болотяних масивів на правобережжі є р. Уборть. Болота тут переважно перехідні і верхові, нерідко зарослі лісом або чагарником (Морочинські, Великогальські, Туровські). Найбільшою заболоченістю відрізняються водозбори річок: Турія, Стир, Ясельда, Піна, Льва, Ствіга, Случ, Лань й

Уборть. Загальна заболоченість водозбору наближається до 30%. Орні землі складають усього 25%. Полісся є районом інтенсивного осушення й освоєння земель. Осушені землі становлять близько мільйона гектарів. Озер мало (<1%), в більшості це невеликі (площею дзеркала <1 км<sup>2</sup>) і заростаючі, нерідко заплавні, неглибокі водойми. Найбільші з них: оз. Червоне, Вигонівське (вододільне), Чорне і Погост, розташовані на лівобережжі.

Болота розподілені нерівномірно. Найбільше заболочена західна частина басейну річки Прип'ять (10,9%), значно менше - центральна (2%) і східна (3%). Середня глибина торф'яного шару 1,5 – 2 м, максимальна - 10 - 13 м. Переважають болота низовинного типу (9%): перехідні і верхові болота не перевищують 9%.

Гідрологічна роль боліт полягає в їх здатності активно акумулювати воду, внаслідок чого вони мають велику вологомісткість. Так, осоковий торф має вологомісткість від 300 до 600 мм, гіпновий – 1000 мм, сфагновий - 1000 – 1500 мм. Рідинний і твердий стік на торф'яниках досить незначний.

Евтрофні болота пов'язані з заплавами річок - на вододільних ділянках вони зустрічаються із заболоченими луками. За своїм рослинним покривом відносяться до трав'яних і трав'яно-гіпнових груп формацій.

Трав'яні болота розвиваються в умовах сильного зволоження проточними водами. У їх рослинному покриві переважають угруповання осоки стрункої, островидної, роздутої та ін.

Трав'яно-гіпнові болота займають знижені ділянки із застійним зволоженням. Травостій утворюють угруповання осоки й ін. Моховий покрив нерідко буває суцільним [1, 2, 4].

#### **1.4 Кліматичні умови**

Основні риси клімату досліджуваної території формуються під впливом загальних і місцевих кліматоутворювальних факторів, характер і інтенсивність яких суттєво відрізняються по сезонах року.

Зимовий сезон, як і все холодне півріччя, характеризується переважною роллю циркуляційного фактора. Зимою досить розвинена циклонічна діяльність. Перехід до холодного періоду пов'язаний з початком вторгнення арктичного повітря, яка обумовлює різкі й значні похолодання, перші морози і сніг. Повторюваність та інтенсивність цих вторгнень взимку поступово збільшується.

Перехід до весняного періоду характеризується збільшенням ролі радіаційного фактора і посиленням впливу підстильної поверхні.

Влітку вторгнення арктичного повітря майже припиняється. Атмосферні процеси характеризуються посиленням азорського антициклону. В цілому погодні умови літнього сезону відрізняються значним підвищенням температури повітря за рахунок прогріву земної поверхні, великою повторюваністю ясних днів, нечастими туманами, збільшенням кількості опадів і активною грозовою діяльністю.

Протягом осіннього сезону азорський антициклон повністю руйнується. Замість нього в жовтні-листопаді починає розвиватися сибірський антициклон.

За рекомендацією Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО), для характеристики особливостей клімату до сьогодні використовуються стандартні кліматичні норми – осереднені метеорологічні характеристики за період 1961-1990 рр. [5-7, 8]. Характерними рисами клімату сучасного періоду, на фоні глобального потепління, є зменшення циклонічної діяльності при зміненні погодних умов, особливо холодного періоду. Зими останніх років потеплішали, опади частіше представлені мокрим снігом і рідкими видами. Зміни циркуляції атмосфери проявляються й у літній сезон, зумовлюючи мінливість погоди з прохолодою та дощами [5, 7].

Для опису температурного режиму басейну р. Прип'ять у таблицях 1.1-1.5 наводяться дані про температури повітря, взяті по чотирьох метеостанціях рівномірно розташованих по території басейну.

Найбільш низькі температури повітря спостерігаються повсюдно у січні і становлять  $-4.6^{\circ}\text{C}$ ,  $-5.3^{\circ}\text{C}$  (табл. 1.1). Починаючи з березня-квітня, температура повітря починає зростати. Найбільш теплий місяць року –

липень, коли температури повітря дорівнюють 18.3-18.6°C. Середня річна температура повітря становить 6.8-7.2°C.

Абсолютні максимальні місячні та річні температури повітря наведені в табл. 1.2. Найбільші значення становлять 38.0 - 39.0°C, припадають на липень – серпень.

Абсолютні мінімуми місячних та річних температур повітря наведені в табл. 1.3. Найменші значення дорівнюють -32.0°C, -35.0°C і припадають на січень – лютий.

В табл. 1.4 наведені дати першого і останнього заморозків та тривалість безморозного періоду. Середня тривалість безморозного періоду становить 150 – 155 діб.

Найбільша тривалість безморозного періоду становить 179 діб (м. Пінськ, 1937р.), найменша – 108 діб (м. Ковель, 1953р.).

Для характеристики весняного водопілля й умов формування водного режиму велике значення мають строки осіннього та весняного переходів температури повітря через 0°C, 5°C та -5°C. (табл. 1.5).

Перехід середньої добової температури повітря через -5 °C весною відмічається вже на початку лютого. Початок весни визначається стійким переходом температури повітря через 0° в бік додатних значень. На всій території перехід температури повітря через нуль градусів спостерігається у другій декаді березня, а через 5°C на більшості території - у першій декаді квітня. Період з середньодобовою температурою повітря вищою за 5°C триває до третьої декади жовтня. Стійкий перехід температури повітря через 0°C у бік від'ємних значень відбувається у третій декаді листопада.

За даними багаторічних досліджень, результати яких узагальнені в сучасній монографії «Клімат України» [5], встановлено, що у зв'язку зі змінами атмосферної циркуляції і глобальним потеплінням клімату на території Полісся за сторічний період спостережень відзначається підвищення середньорічної температури повітря на 0.7 - 0.9 °C, а для зимового сезону воно досягає 1.5 °C. В роботі ж [6] вказується на вікове підвищення середньорічної температури повітря на 0.8-1.1 °C, найбільші додатні аномалії також було відмічено у зимові і весняні місяці.



Таблиця 1.1 - Середня місячна і річна температури повітря, °С

№ п/п	Місяць Станція	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	Річна
		1	Сарни	-5.2	-4.2	0.0	7.1	13.9	17.2	18.8	17.5	13.1	7.2	
2	Ковель	-4.6	-3.7	0.4	7.2	13.9	17.0	18.6	17.4	13.2	7.4	2.4	-2.2	7.2
3	Ямпіль	-5.3	-4.4	0.0	6.9	13.5	16.8	18.3	17.4	12.7	7.1	1.9	-2.7	6.8
4	Пінськ	-4.0	-3.5	1.4	8.1	14.6	16.4	17.9	17.4	13.0	8.1	1.3	-1.8	7.5

Таблиця 1.2- Абсолютні максимуми місячної та річної температур повітря, °С

№ п/п	Місяць Станція	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	річна
		1	м. Сарни	11.0	13.0	24.0	31.0	34.0	37.0	38.0	32.0	29.0	26.0	
2	м. Ковель	11.0	14.0	23.0	30.0	34.0	34.0	39.0	38.0	32.0	30.0	26.0	14.0	39.0
3	м. Ямпіль	11.0	12.0	22.0	30.0	33.0	34.0	36.0	36.0	33.0	27.0	23.0	14.0	36.0
4	м. Пінськ	10.0	13.0	21.0	29.0	33.0	36.0	36.0	36.0	31.0	27.0	24.0	13.0	36.0

Таблиця 1.3 - Абсолютні мінімуми місячної й річної температур повітря, °С

№ п/п	Місяць Станція	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	Річна
		1	Сарни	-35	-33	-26	-16	-4	-1	4	2	-6	-19	
2	Ковель	-35	-32	-26	-15	-3	1	4	2	-4	-20	-23	-27	-35
3	Ямпіль	-32	-33	-30	-10	-5	0	4	2	-3	-19	-23	-28	-33
4	Пінськ	-35	-31	-26	-15	-3	1	5	2	-4	-18	-23	-27	-35

Таблиця 1.4 – Дати першого і останнього заморозків і тривалість безморозного періоду

№ п/п	Станція	Дата заморозку						Тривалість безморозного періоду		
		останнього			першого			середня	най-менша	най-більша
		середня	най-раніша	най-пізніша	середня	най-раніша	най-пізніша			
1	Сарни	2.05	17.04 1946	2.06 1950	5.10	22.09 1961	28.10 1954	156	126 1950	178 1958
2	Ковель	28.04	11.04 1950	30.05 1953	30.09	16.09 1953	14.10 1940	154	108 1953	178 1950
3	Ямпіль	28.04	13.04 1943	20.05 1952	28.09	14.09 1945	17.10 1955	152	119 1952	178 1937
4	Пінськ	21.04	24.03 1897	-	8.10	18.09 1894	3.10 1909	169	120 1952	179 1937

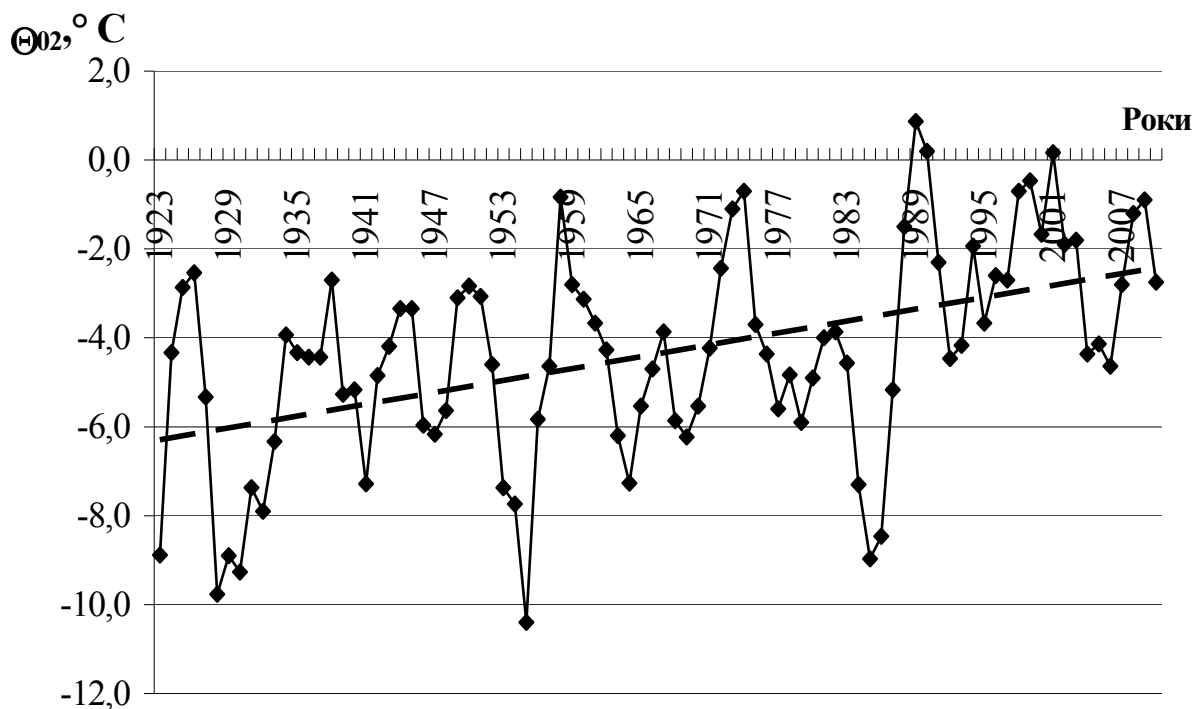
25

Таблиця 1.5 – Дати переходу середньої добової температури повітря через  $-5^{\circ}$ ,  $5^{\circ}$  і  $0^{\circ}\text{C}$ .

№ п/п	Станція	Весна			Осінь		
		$-5^{\circ}\text{C}$	$0^{\circ}\text{C}$	$5^{\circ}\text{C}$	$5^{\circ}\text{C}$	$0^{\circ}\text{C}$	$-5^{\circ}\text{C}$
1	м. Сарни	7.02	16.03	7.04	28.10	25.11	9.01
2	м. Ковель	-	14.03	6.04	29.10	30.11	-
3	м. Ямпіль	9.02	16.03	7.04	28.10	26.11	7.01
4	м. Пінськ	2.02	17.03	7.04	26.10	24.11	6.01

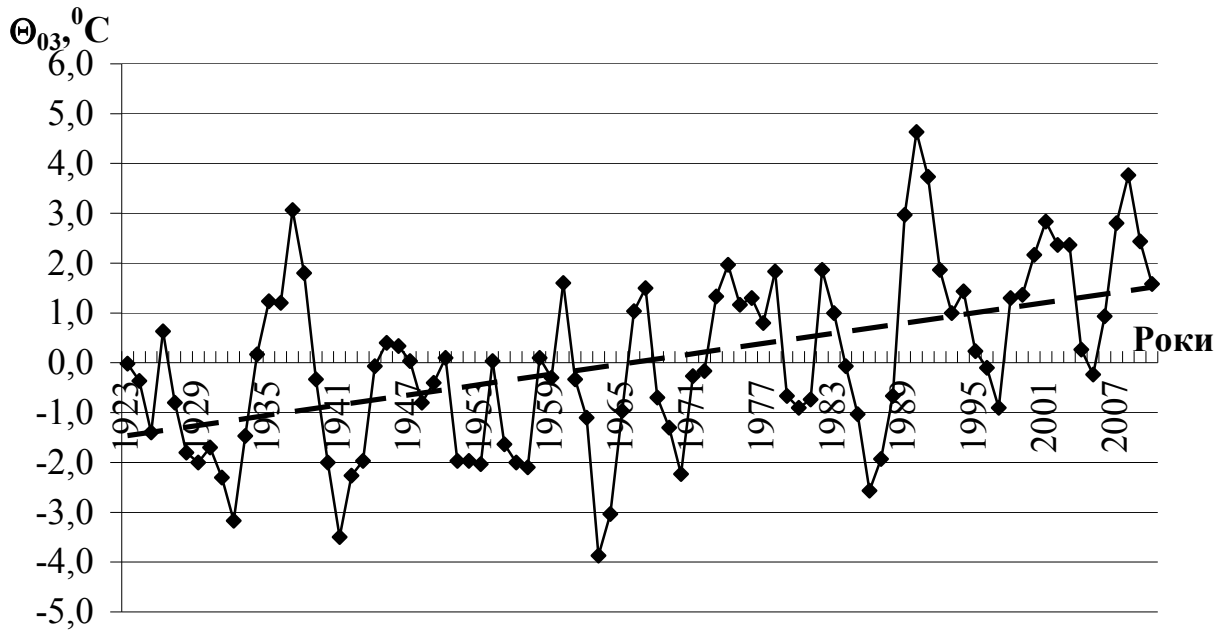
У зв'язку із загальною тенденцією підвищення глобальної і регіональної температури повітря в останні роки, в монографії оцінена багаторічна зміна характеристик зимово-весняного періоду формування весняного водопілля в басейні р. Прип'ять. На прикладі даних метеорологічних спостережень по метеостанції Новоград-Волинський були побудовані хронологічні графіки (у форматі трирічного ковзного згладжування) середньомісячних температур повітря у лютому (рис. 1.6) та березні (рис. 1.7) за період спостережень з 1907 по 2010 рр. Хронологічні графіки виявляють наявність позитивного тренда до підвищення середніх за місяць температур повітря як у лютому, так і у березні.

*Зимові відлиги* є характерною рисою клімату басейну Прип'яті у холодний період року. Вони в основному є наслідком переміщення південно-західних і південних циклонів з морів, супроводжуються нестійкою погодою з таненням снігу і випадінням рідких опадів, туманами, ожеледицею в цей період.



----- - лінія тренда

Рисунок 1.6 – Багаторічний хід (у вигляді трирічних ковзних) середньомісячних температур повітря за лютий, метеостанція Новоград-Волинський



----- - лінія тренда

Рисунок 1.7 – Багаторічний хід (у вигляді трирічних ковзних) середньомісячних температур повітря за березень, метеостанція Новоград-Волинський

Відлиги бувають щорічно, в середньому по 8-10 разів за зиму, і спостерігаються 40 - 50 днів. Найбільш часто відлиги відбуваються у грудні – першій половині січня. За даними [5] встановлено що, коли тривалість відлиг перевищує 10 днів, то сніг на водозборах може повністю зійти. При загальному потеплінні клімату спостерігається збільшення числа днів з відлигами особливо у період з 1987 р. [5].

Зимові відлиги сприяють появі крижаної кірки, розмерзанню ґрунтів, поповненню їх запасів вологи, що призводить до зменшення їх водопроникної спроможності у весняний період року. Крижана кірка може зберігатись до початку весняного сніготанення, вона є додатковим до снігозапасів джерелом надходження води при таненні.

**Глибина промерзання ґрунтів** як показник інфільтраційної спроможності ґрунтів у період весняного водопілля визначається температурою повітря і ґрунту, товщиною снігового покриву на ньому, а

також залежить від типу і механічного складу ґрунтового покриву, його теплофізичних властивостей, рельєфу і рослинності на річковому басейні.

В басейні Прип'яті дати стійкого промерзання ґрунтів настають наприкінці листопада, а в теплі зими – починаючи з третьої декади грудня й до січня-лютого. Тривалість днів зі стійким промерзанням на території Полісся становить 100-125 днів, скорочуючись до 100-40 днів у теплі зими.

Середнє для цього району значення глибин промерзання ґрунту становить 51 см, а максимальне сягає 110 см (табл. 1.6).

Таблиця 1.6 - Глибини промерзання ґрунтів, см

№	Місяць Станція	11	12	01	02	03	04	05	З максимальних за зиму		
									середня	най- більша	най- менша
1	Ковель	•	19	29	41	•	-	-	51	110	22
2	Пінськ	8	23	33	48	37	-	-	50	110	14

На фоні сучасного підвищення температури повітря зимових місяців у регіоні змінюється й глибина промерзання ґрунтів. Хронологічні графіки за багаторічний період спостережень (1958-2010 рр.) максимальних за зиму глибин промерзання ґрунтів (у вигляді трирічних ковзних і різницевих інтегральних кривих) показують наявність спадного тренда максимальних глибин промерзання ґрунтів на водозборах з 80-х років минулого сторіччя (рис. 1.8, 1.9).

**Атмосферні опади** відіграють основну роль в процесах формування стоку. Для характеристики їх розподілу по територію були використані дані по чотирьох станціях, рівномірно розподілених по басейну.

Місячні і річні суми опадів наведені в табл. 1.7. В середньому їх кількість коливається у межах 540 – 560 мм, з максимумом в липні (80-84 мм) і мінімумом в січні (приблизно 25 мм).

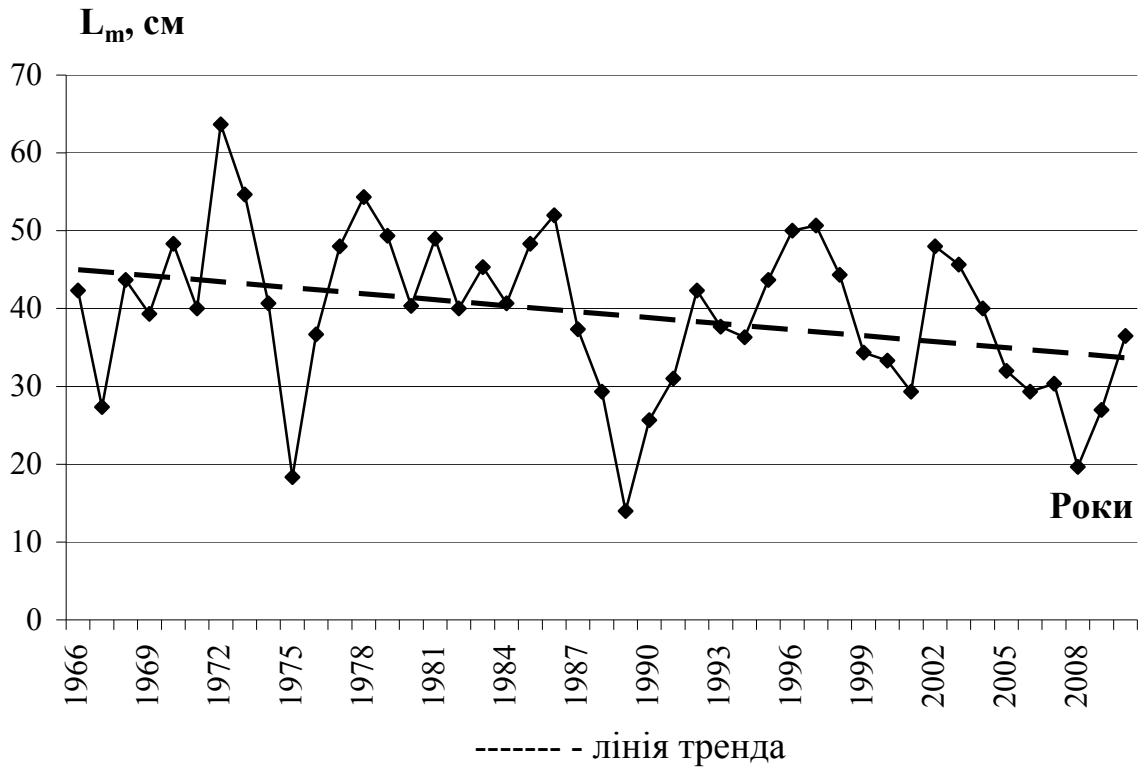


Рисунок 1.8 – Багаторічний хід (у вигляді трирічних ковзних) максимальних глибин промерзання ґрунтів, метеостанція Новоград-Волинський

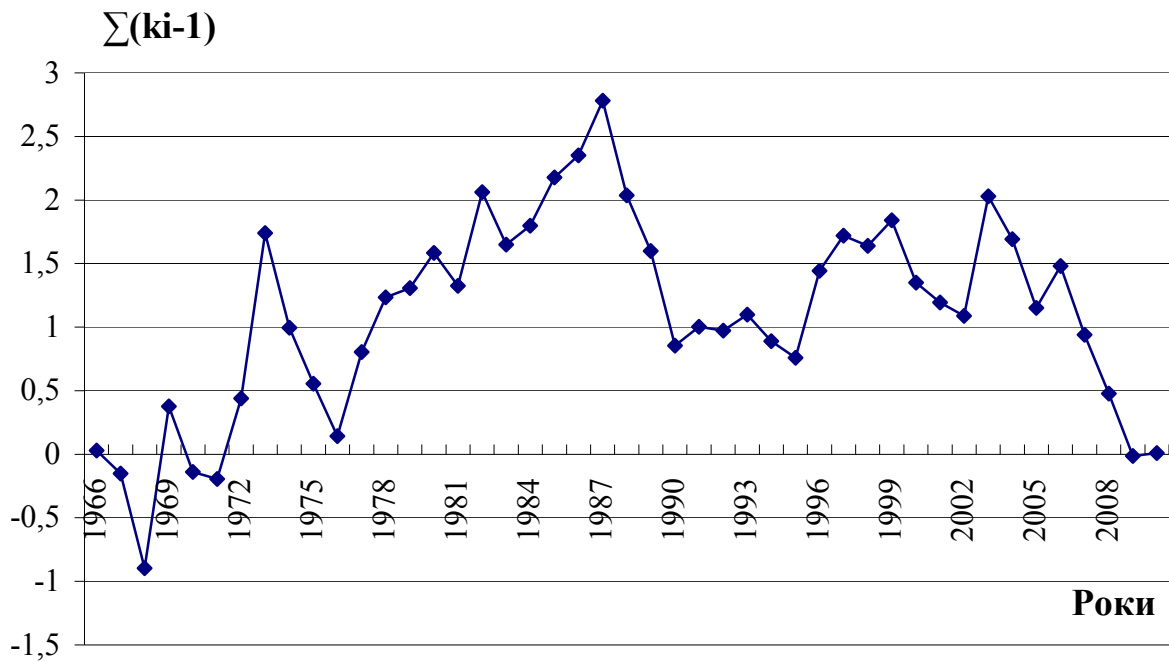


Рисунок 1.9 - Різницева інтегральна крива максимальних глибин промерзання ґрунтів, метеостанція Новоград-Волинський

Таблиця 1.7 - Середня кількість опадів з поправками до значень  
опадоміра, мм

№ п/п	Місяць	01	02	03	04	05	06	07
	Станція	3	4	5	6	7	8	9
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Сарни	27	27	27	36	49	62	80
2	Ковель	28	29	28	36	49	80	81
3	Ямпіль	25	25	28	36	59	75	84
4	Пінськ	48	52	45	49	60	70	90

Продовження табл. 1.7

№ п/п	Місяць	08	09	10	11	12	Річна
	Станція	10	11	12	13	14	
1	2	10	11	12	13	14	15
1	Сарни	72	52	37	42	33	544
2	Ковель	79	45	38	41	35	569
3	Ямпіль	77	45	38	36	29	557
4	Пінськ	72	54	37	55	56	703

В табл. 1.8 наведені дані про кількість днів з опадами різної величини. Дані про максимальні добові опади різної забезпеченості за рік наведені в табл. 1.9. Спостережений максимум опадів становив 122 мм (м. Ковель) 24.06.1948р.

**Сніговий покрив.** В басейні р. Прип'ять сніговий покрив розподіляється більш-менш рівномірно. Строки утворення і сходу снігового покриву значною мірою залежать від погодних умов, а з року в рік можуть сильно варіювати, значно відрізняючись від середніх багаторічних величин.

Таблиця 1.8 - Кількість днів з опадами різної величини

	м. Сарни							м. Ковель						
	≥0.1	≥0.5	≥1.0	≥5.0	≥10.0	≥20.0	≥30.0	≥0.1	≥0.5	≥1.0	≥5.0	≥10.0	≥20.0	≥30.0
01	-	9.6	6.8	1.1	0.3	0.0	0.0	16.1	1.2	7.5	1.2	0.1	0.0	0.0
02	-	9.5	7.6	1.4	0.4	0.0	0.0	14.5	1.2	7.5	1.2	0.2	0.0	0.0
03	-	8.9	6.5	1.5	0.2	0.0	0.0	13.6	1.5	7.2	1.5	0.3	0.04	0.02
04	10.9	8.7	7.2	2.3	0.7	0.2	0.0	12.8	2.5	7.8	2.5	0.6	0.04	0.02
05	12.6	10.8	8.9	3.8	1.8	0.4	0.2	12.4	3.1	8.7	3.1	1.1	0.1	0.1
06	12.0	10.4	9.1	4.2	2.4	0.7	0.3	13.4	5.0	9.4	5.0	2.4	0.8	0.3
07	12.6	11.0	9.2	4.5	2.1	0.7	0.1	14.1	4.8	10.4	4.8	2.4	0.8	0.4
08	11.9	10.3	9.0	4.5	2.4	0.6	0.3	12.6	4.7	9.6	4.7	2.2	0.7	0.4
09	11.6	9.9	8.1	3.1	1.2	0.4	0.2	11.3	3.0	7.5	3.0	1.1	0.2	0.02
10	11.3	8.8	7.4	2.7	1.2	0.4	0.03	10.8	2.7	6.9	2.7	0.8	0.1	0.02
11	-	9.8	7.8	2.6	0.7	0.1	0.03	15.9	2.4	9.0	2.4	0.8	0.1	0.02
12	-	10.5	7.6	2.0	0.4	0.1	0.0	16.6	1.8	7.8	1.8	0.4	0.02	0.0
рік	-	118	95	34	14	4	1	164	122	99	34	12	3	1

31

Таблиця 1.9 – Добові максимуми опадів різної забезпеченості, мм

Станція	Середній максимум	Забезпеченість, %						Спостережений максимум	
		63	20	10	5	2	1	мм	дата
Сарни	40	32	56	66	78	94	106	106	11.09.1963
Ковель	40	32	52	66	80	104	128	122	24.06.1948
Пінськ	38	31	48	58	66	78	86	77	19.06.1933



Перший сніг лише в окремих випадках зберігається всю зиму; найчастіше він сходить повністю, а потім утворюється знову. Перший сніг випадає у другій-третьій декадах листопада (табл. 1.10). Дата утворення стійкого снігового покриву, як правило, не співпадає з появою першого снігу, тому вона спостерігається у другій декаді грудня – першій декаді січня. Тривалість стійкого снігового покриву по території становить 2-3 місяці.

Таблиця 1.10 - Дати появи, сходу, утворення і руйнування стійкого снігового покриву

№ п/п	Станція	Кількість днів зі снігом	Дати появи снігового покриву			Дати утворення снігового покриву		
			середня	найраніша	найпізніша	середня	найраніша	найпізніша
1	Сарни	76	21.11	27.10	17.12	1.01	1.12	-
2	Ковель	71	19.11	2.10	23.12	1.01	26.11	-
3	Ямпіль	91	21.11	10.10	17.12	17.12	8.11	-
4	Пінськ	90	17.11	8.10	15.12	23.12	13.11	-

Продовження табл. 1.10

№ п/п	Дати руйнування снігового покриву			Дати сходу снігового покриву		
	середня	найраніша	найпізніша	середня	найраніша	найпізніша
1	1.03	-	4.04	28.03	13.02	22.04
2	28.02	-	5.04	20.03	31.01	27.04
3	7.03	-	11.04	26.03	18.02	24.04
4	6.03	-	9.04	26.03	22.02	23.04

Руйнування стійкого снігового покриву в окремі роки відбувається у різний час, в середньому ця дата припадає на кінець лютого - початок березня. Повний схід снігового покриву відмічається наприкінці березня.

Період сніготанення залежить від товщини і щільності снігового покриву. Середня тривалість періоду сніготанення 16-20 днів, в роки з

дружними теплими веснами танення відбувається за 4-8 днів, а в роки з затяжними веснами сніг сходить впродовж місяця і більше.

Щільність снігового покриву постійно змінюється у часі і у просторі та багато у чому залежить від режиму погоди. До початку сніготанення середня щільність снігу становить  $0.20-0.26 \text{ г/см}^3$  (табл. 1.11). Запаси води в сніговому покриві на цей час, зазвичай максимальні, і сягають в середньому за багаторічний період до 40-50 мм на правобережжі та 60-70 мм в басейнах лівобережних приток Прип'яті. Вони в основному й визначають майбутній об'єм та максимальні витрати води весняного водопілля. Зимові відлиги, які є характерним явищем в басейні р. Прип'ять, особливо в південно-західних його районах, призводять до перерозподілу снігу на відкритих та залісених ділянках, в яружно-балковій мережі річкових водозборів. Тому визначення максимальних снігозапасів, які формують весняну хвилю водопілля, потребує ретельного аналізу метеорологічних умов всього зимово-весняного періоду.

Таблиця 1.11– Запаси води в снігу на останній день декади, мм

№ п/п	Місяці Станція	10			11			12		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	Сарни					•	•	•	•	•
2	Ковель						•	•	•	10
3	Ямпіль		•	•	•	•	•	•	•	•
4	Пінськ				•	•	•	•	•	9

Продовження табл. 1.11

№ п/п	01			02			03			04		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	•	10	12	14	15	17	•	•	•	•		
2	13	12	10	14	18	•	•	•	•			
3	14	11	13	19	24	•	•	•	•	•		
4	11	15	20	20	21	19	16	•	•	•		

Хронологічні графіки з трирічним згладжуванням (рис.1.10) та різницеві інтегральні криві (рис.1.11) за даними снігозйомок метеостанції Новоград-Волинський показують, що у багаторічному розрізі, а також в

умовах потепління клімату, особливо у зимові місяці [5], максимальні запаси води в сніговому покриві мають тенденцію до зменшення у період з 90-х років минулого сторіччя до теперішнього часу.

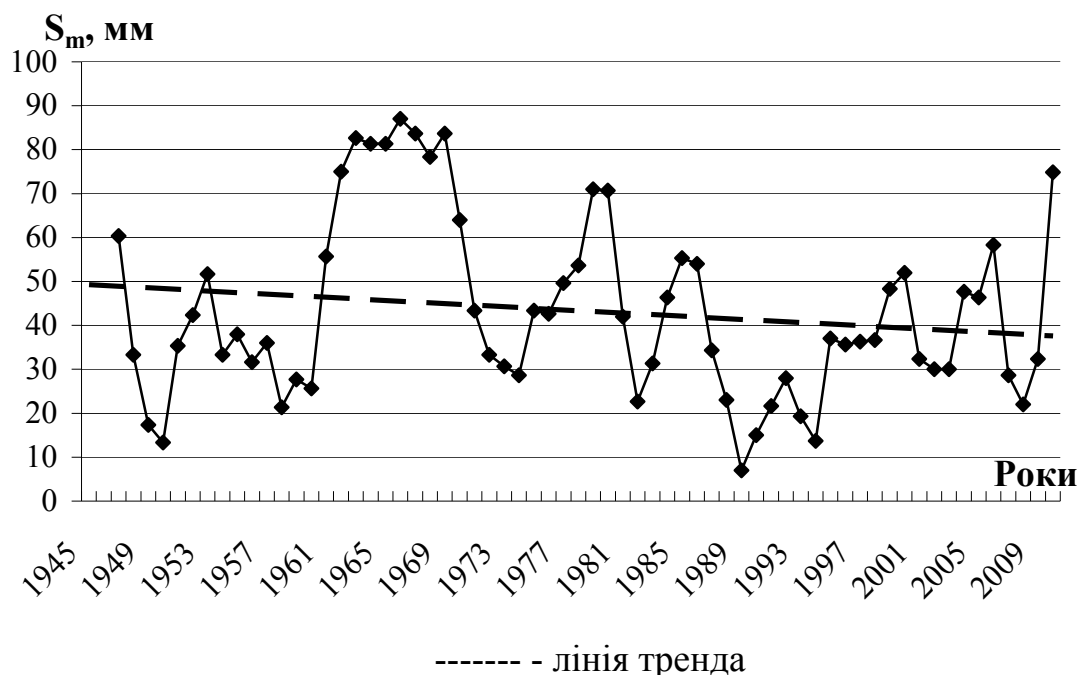


Рисунок 1.10 - Багаторічний хід (у вигляді трирічних ковзних) максимальних запасів води в сніговому покриві, метеостанція Новоград-Волинський

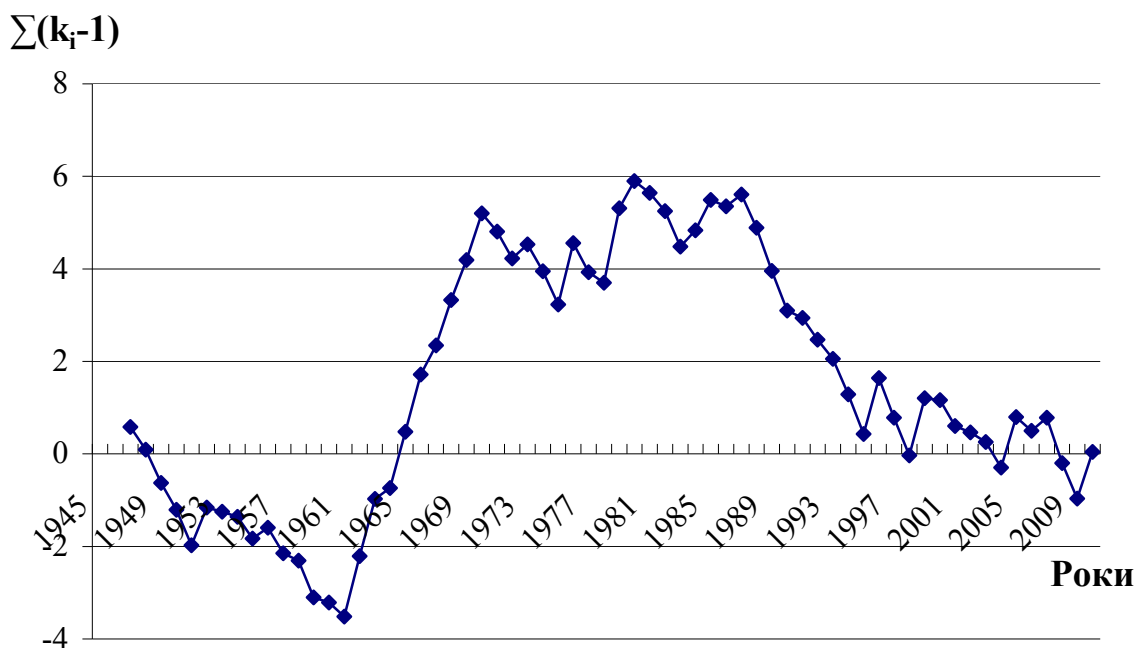


Рисунок 1.11 - Різницева інтегральна крива максимальних запасів води в сніговому покриві, метеостанція Новоград-Волинський

Має місце й тенденція до просування в бік більш ранніх дат настання максимальних снігозапасів в басейні Прип'яті (рис.1.12)

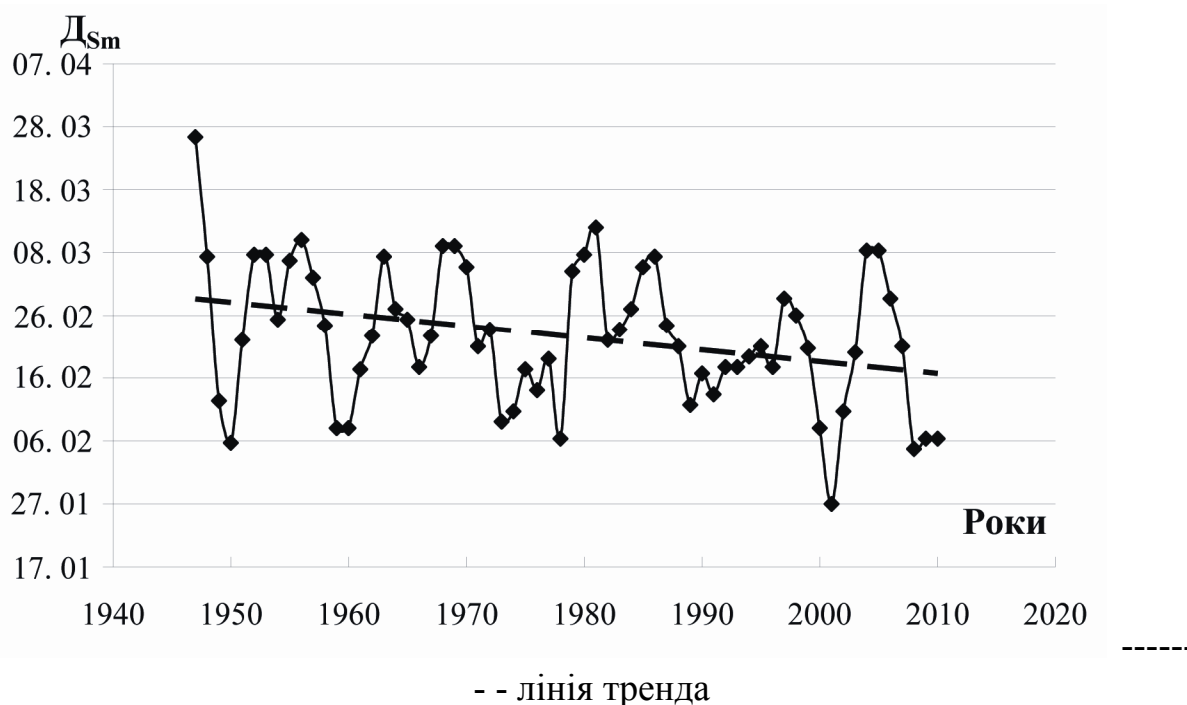


Рисунок 1.12 – Багаторічна змінність дат максимальних запасів води в сніговому покриві, метеостанція Новоград-Волинський

**Вітровий режим**, як відомо, обумовлюється атмосферною циркуляцією і характером підстильної поверхні.

Зміна інтенсивності атмосферної циркуляції, а також сезонне зміщення окремих баричних центрів обумовлюють річний хід швидкостей вітру. Їх середні річні значення складають 3.1-3.8 м/с (табл. 1.12). Найбільші значення середніх місячних швидкостей вітру спостерігаються у січні і коливаються від 3.6 до 4.6 м/с. Найменші (2.2 - 3.1 м/с) - спостерігаються у другій половині літа і на початку осені.

Таблиця 1.12 – Середні місячні і річні швидкості вітру, м/с

№ Станція	Місяць												річ- на
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
1 Сарни	3.6	3.7	3.8	3.3	3.0	2.7	2.6	2.4	2.5	2.9	3.6	3.6	3.1
2 Ковель	4.6	4.6	4.4	4.0	3.5	3.3	3.0	2.8	3.1	3.5	4.4	4.4	3.8
3 Ямпіль	3.9	4.1	3.9	3.5	3.2	2.8	2.5	2.2	2.3	2.8	3.6	3.6	3.2
4 Пінськ	4.6	4.8	4.8	4.0	3.3	3.3	3.1	3.3	3.4	3.8	4.5	4.6	4.0

Дослідження швидкості вітру за багаторічний період [5, 7] показали, що в останні десятиріччя, тобто в умовах потепління клімату має місце незначне зменшення середньої за рік швидкості вітру, яка більш відчутно у південних районах досліджуваної території.

**Вологість повітря** залежить від циркуляційних процесів і особливостей підстильної поверхні. Відносна вологість повітря (%) характеризує ступінь насиченості повітря водяною паром. В річному ході відносна вологість повітря сягає максимуму зимою (84-88 %). Починаючи з лютого, відбувається зниження відносної вологості на 1-2 % (табл. 1.13). В квітні вже з'являються перші ознаки літнього розподілу вологості (вона зменшується до 64%). Восени відбувається стрімке нарощування відносної вологості (на 10-15% від місяця до місяця). Середня річна відносна вологість коливається від 77 до 79 %.

Таблиця 1.13 – Середня місячна і річна відносна вологість повітря, %

№	Місяць Станція	Місяць												річ- на
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
1	Сарни	84	83	78	70	64	66	70	74	78	82	88	87	77
2	Ковель	85	85	80	72	68	70	72	76	78	82	88	88	79
3	Ямпіль	85	84	81	74	70	71	74	76	78	83	88	87	79

В останні десятиріччя при підвищенні температури повітря у регіоні спостерігається підвищення абсолютної та зниження відносної вологості, що впливає на величину випаровування з поверхні водозборів і водойм [7].

### 1.5 Водний режим та особливості гідрометеорологічних умов формування весняних водопіль в басейні Прип'яті

**Водний режим** річок басейну Прип'яті визначається кліматичними, орографічними і гідрографічними особливостями території і характеризується достатньо вираженим весняним водопіллям і літньо-осінньо-зимовою меженню, яка порушується дощовими паводками і відлигами.

Характер водного режиму річок більшою мірою визначається особливостями водопілля, його тривалість і участь талих вод в річному стоці обумовлюються типом живлення річок.

Річки описуваного району мають змішане живлення, причому в північній частині території роль талого стоку у формуванні річного значно більша, чим в південній частині. Частка дощових вод в річному стоці на півдні більша, ніж на півночі.

Співвідношення снігового і дощового живлення змінюється в різні за водністю роки. Стік весняного водопілля в багатоводні роки складає 70 - 80% річного, в середні за водністю роки - 60 - 70%, а в маловодні - 50 - 60%.

Для басейну річки Прип'ять характерна яскраво виражена весняна повінь і низька межень, порушувана проходженням літніх і зимових паводків від опадів і відлиг. В період межені спостерігаються невеликі дощові паводки. Найвищі рівні дощових паводків на окремих річках рідко наближаються за величиною до рівнів весняної повені.

В осінньо-зимовий період під час переходу температури повітря до від'ємних значень на річках відмічаються льодяні утворення (забереги, сало, шуга, льодостав) [1, 2]. Перші стійкі крижані утворення виявляються в третій декаді листопада. Майже для всіх річок характерні в теплі осінні періоди перші нестійкі, льодяні короткострокові утворення. Середні дати встановлення льодових явищ, тривалість і товщина льоду змінюються в широтному напрямку. У суворі зими тривалість льодоставу становить в середньому 120 - 130 днів.

**Весняне водопілля.** Водопілля формують сніготанення та випадіння рідких опадів у весняний період в умовах різного ступеня вологості та промерзання ґрунтів. Умови формування весняного стоку пов'язані також і з місцевими особливостями підстильної поверхні такими, як рельєф, заболоченість, залісеність, наявність карстових областей, характер ґрунтів на водозборах.

Строки проходження максимальних витрат води водопіль залежать від розмірів басейнів, потужності снігового покриву, метеорологічних

умов (інтенсивності та тривалості сніготанення), стікання тало-дощових вод по схилах та руслах річок.

Середні багаторічні дати максимальних витрат води водопіль раніше відмічаються в західних та південно-західних областях території (14-19 березня), при просуванні на північ та північний схід - пізніше (21-31 березня). Ці дати також можуть зсуватись як до більш ранніх – другої-третьої декад лютого (1966, 1974, 1977, 1992, 1995 рр.), так і до більш пізніх – другої-третьої декад квітня (1964, 1969, 1982, 1983, 1985, 1993, 1996, 2006 рр.).

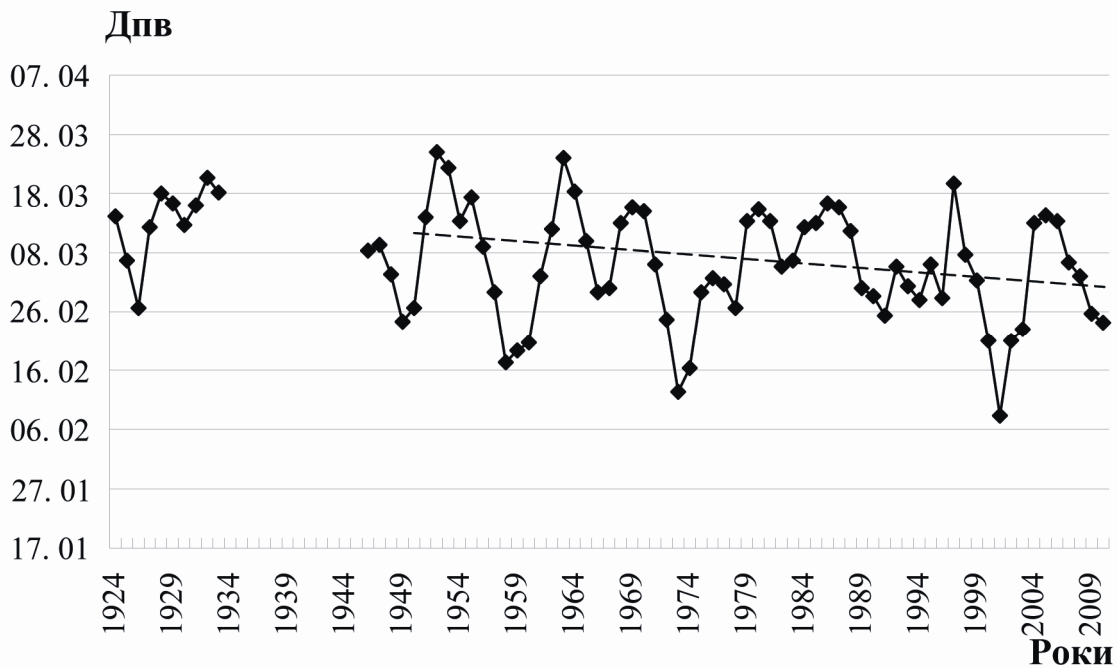
Тривалість водопілля залежить від розмірів річок, характеру підстильної поверхні водозборів, розповсюдження карсту. В цілому по басейну Прип'яті вона змінюється від 50-60 діб на півночі території (при крайніх значеннях 30-120 діб) до 40 діб - у центральній та південній частинах (при найбільшій тривалості – 84-100 діб та найменшій – 12-25 діб).

За наявності зимових відлиг на річках спостерігаються паводки. Як правило, найбільш вираженою і глибокою буває відлига в кінці січня - на початку лютого, яка призводить до вираженого зимового паводка з максимальною витратою води, як правило, не вище весняної хвилі (1971, 1981, 1998, 2000, 2001 рр.).

Після зимових відлиг часто спостерігається повторне снігонакопичення і формування різних за висотою весняних водопіль, які можуть посилюватися дощовими опадами (1981, 1982, 1983, 1986, 2000 рр.).

Характерною рисою формування весняного стоку останніх років у зв'язку з менш сприятливими для цього умовами в деякі роки повторного снігонакопичення майже не спостерігається, і тоді зимовий паводок переходить у водопілля, як наприклад, у 2002 р.

Аналізуючи строки початку весняного водопілля за багаторічний період (з початку стокових спостережень на річках по 2010 р.), можна зауважити, що відзначається тенденція до більш ранніх дат розвитку весняних процесів (рис. 1.13).



----- - лінія тренда

Рисунок 1.13 - Хронологічні графіки (у вигляді трирічних ковзних) дат початку весняного водопілля на р. Случ - м.Сарни

Що стосується самих величин об'ємів та максимальних витрат води весняного водопілля, то для річок басейну р. Прип'ять (територія Полісся) існують різні висновки ряду авторів [7, 9-12]. В цих роботах відзначається, що в останні десятиріччя у зв'язку з сучасними змінами кліматичних умов регіону для періоду весняного водопілля має місце зменшення максимальних витрат води при зменшенні висоти і запасів води в сніговому покриві з вісімдесятих років [9, 10].

В дослідженні авторів монографії розглядається багаторічний хід характеристик стоку весняного водопілля на прикладі р. Случ – м. Сарни. Були побудовані хронологічні графіки при трирічному ковзному осередненні та різницеві інтегральні криві, причому, як для шарів весняного стоку (рис. 1.14 і 1.15), так і для максимальних витрат води весняного водопілля (рис. 1.16 і 1.17). Графіки вказують на наявність сталої за багаторічний період тенденції до зменшення стокових характеристик весняного водопілля, а різницеві інтегральні криві дозволяють виділити періодичну спадну складову стоку з початку вісімдесятих років минулого сторіччя.



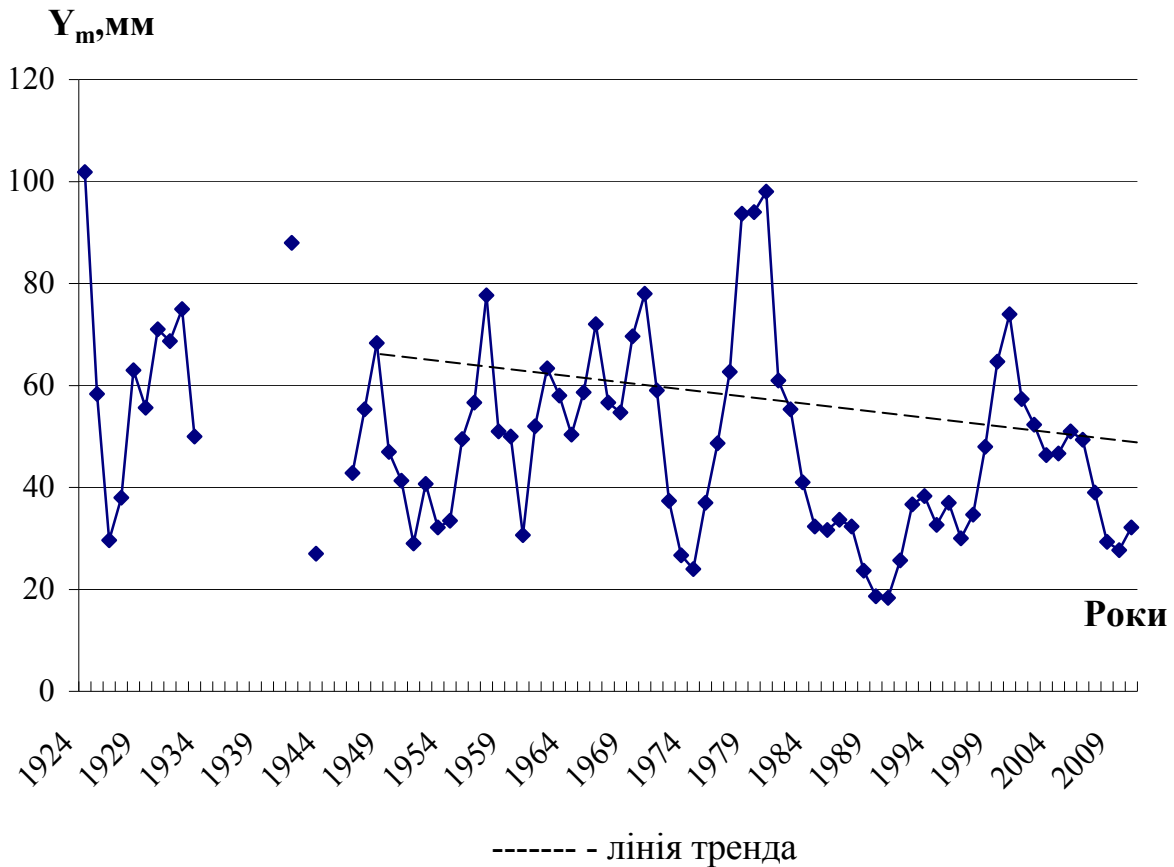


Рисунок 1.14 - Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних величин) шарів стоку весняного водопілля, р. Случ – м. Сарни

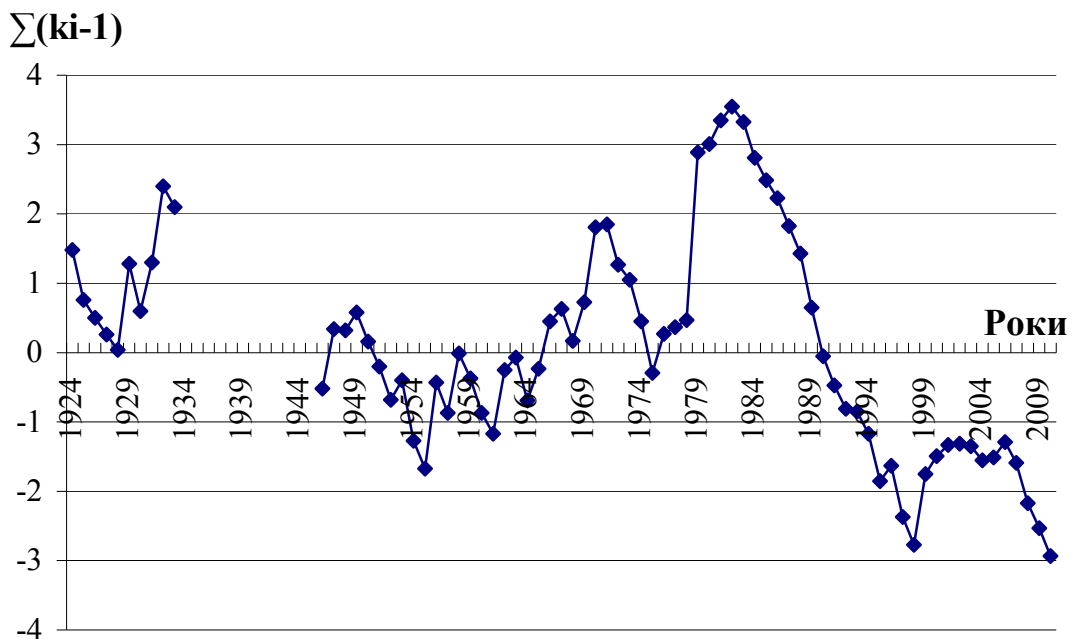
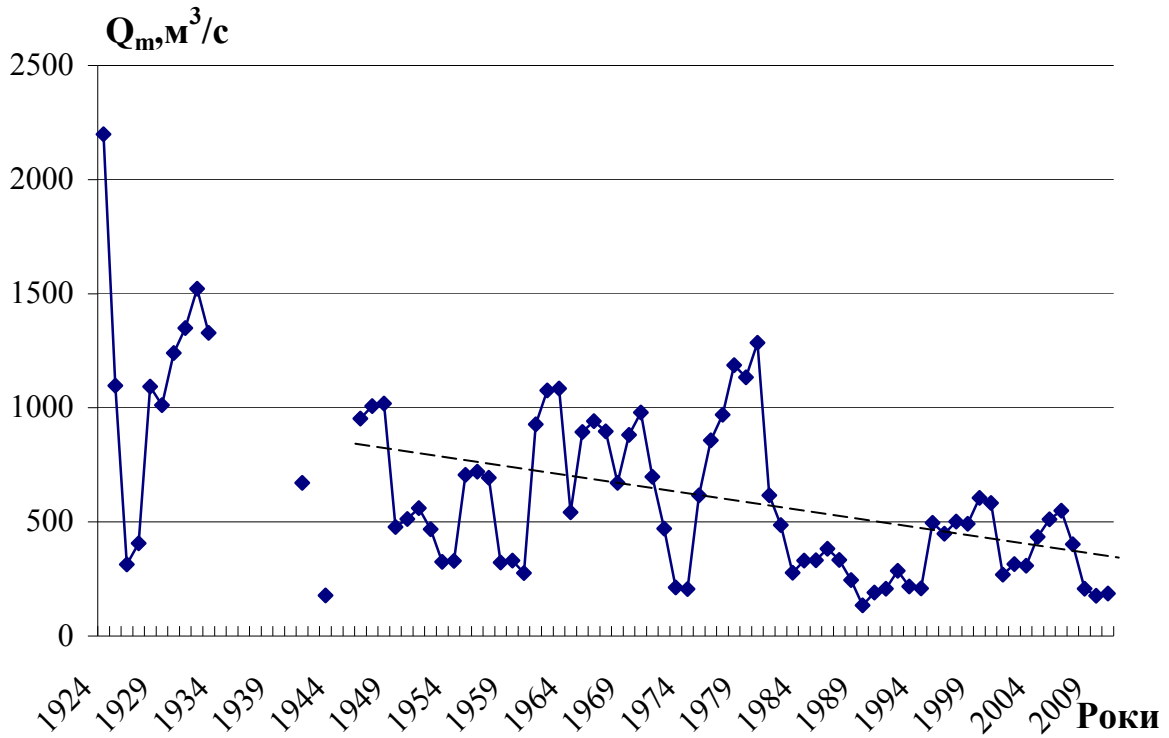


Рисунок 1.15 - Різницева інтегральна крива шарів стоку весняного водопілля, р. Случ – м. Сарни



----- - лінія тренда

Рисунок 1.16 - Хронологічний графік (у вигляді трирічних ковзних) максимальних витрат води весняного водопілля, р. Случ – м. Сарни

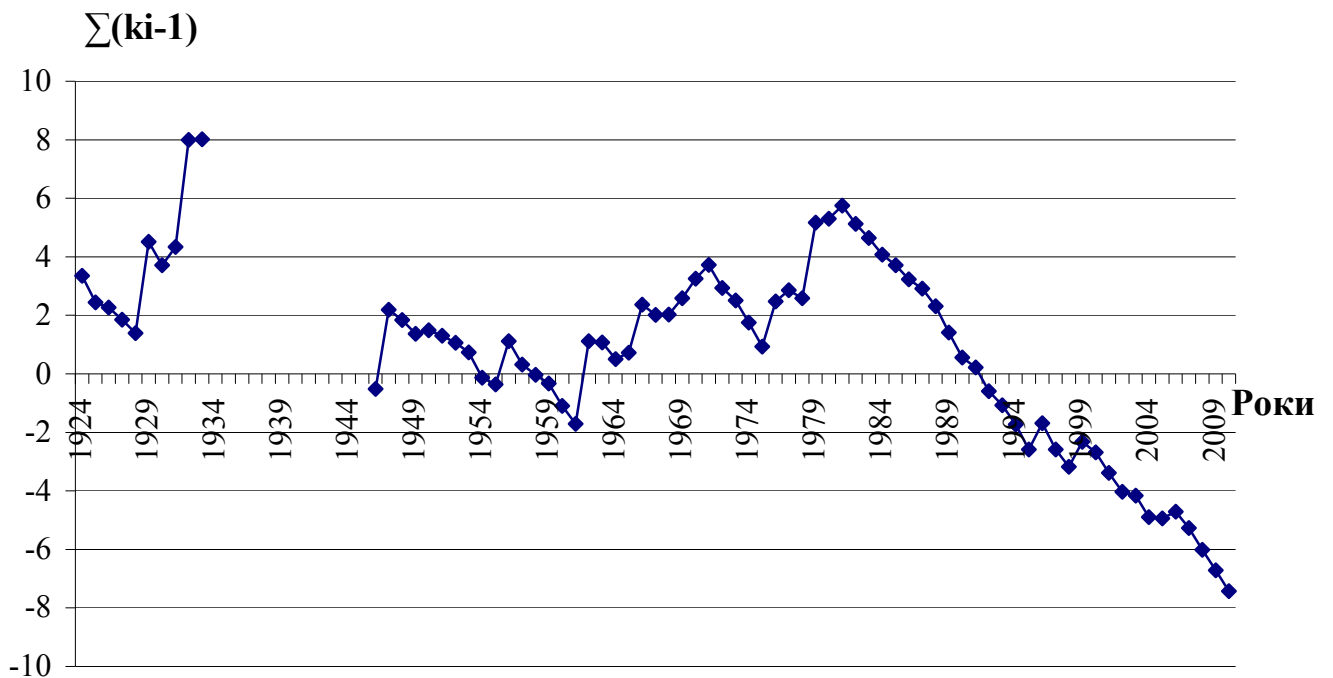


Рисунок 1.17 - Різницева інтегральна крива максимальних витрат води весняного водопілля, р. Случ – м. Сарни



Як вже наголошувалося вище, переважну частину басейну займає Поліська низовина. Гідрографічна мережа добре розвинена в лісовій зоні, помірно - в лісостеповій. Густота річкової мережі в середньому становить 0,36 - 0,51 км/км<sup>2</sup>, в західній частині району досягає 0,92 км/км<sup>2</sup> (Вижівка - с.Руда), у південній частині району - 0,29 км/км<sup>2</sup> (Бережанка - с.Підлісне). Русла річок звивисті, мало розгалужені. Ухили річок невеликі 0,1 - 2,4 ‰. Швидкості течії порядку 0,2 - 0,6 м/с. У місцях перетинання кристалічних порід утворюються пороги, де швидкості збільшуються до 2 - 5 м/с .

Переважаюча рівнинність території обумовлює спокійний характер течії з невеликими ухилами, добре вираженими меандрами, перекатами і плесами, островами й іншими русловими утвореннями. Ухили на малих річках близько 1‰, на середніх - 0,2-0,3‰, на р. Прип'ять - 0,09‰. Каналізованим річкам зазвичай проектувалися ухили порядку 0,3-0,4‰.

Річки, що протікають в межах Полісся, характеризуються слабкою вираженістю вододілів, що нерідко перетинаються каналами. Річкові долини, хоча й відображають у своїй формі ландшафтні умови, але загальним для більшості з них є добре сформований трапецеїдальний переріз з чіткими брівками і пологими схилами, що піднімаються на висоту 10-30 м. В області звичайно-моренних і моренних пасм долини глибші, з частими виходами валунів. Характерною для них є відсутність терас і наявність слаборозвинених заплав, ширина яких коливається зазвичай в межах 200-400 м.

У Поліссі і в знижених місцях басейну долини річок широкі, слабо врізані, без виражених брівок. Схили їх пологі, непомітно переходять у вододільні простори. Заплав низькі, широкі, часто заболочені.

Ширина розливу р. Прип'яті місцями перевищує 10-15 км, а в районі м. Пінськ - досягає 30 км і більше. Вода тримається на заплаві протягом 40-60 днів.

Основні гідрографічні характеристики річок басейну Прип'яті наведені в додатку А1.

### 1.6.1 Гідрометеорологічна вивченість

У межах досліджуваної території розташовано 75 гідрологічних постів, з них 5 - на річці Прип'ять, 48 - на правих притоках, 27 – на лівих та 16 – на річках межиріччя Прип'ять – Рось (рис. 1.19).

Початок гідрологічних робіт на цій території відноситься до 1881-1917р. Одиначні виміри витрат води на ріках басейну Прип'яті розпочаті у 1925, 1926 роках, масові роботи по вивченню стоку річок розпочались тут у 1940-1941рр.

В табл. 1.14 наводяться дані про періоди спостережень за стоком на річках басейну Прип'яті. З табл. 1.14 видно, що з 75 гідрологічних постів на 65 тривалість спостережень перевищує 20 років, а на 32 - перевищує 50 років. Найдовший ряд спостережень становить 77 років (р. Уж – смт. Поліське).

Таблиця 1.14 – Розподіл постів за величиною водозбірних площ та тривалістю спостережень

Площа водозбору, км <sup>2</sup>	Кількість пунктів з періодом спостережень, років						
	≤20	21-30	31-40	41-50	>50	Всього	%
<10	-	-	-	-	-	-	-
11-50	-	-	-	-	-	-	-
51-100	-	-	-	1	-	1	1
101-500	3	3	4	4	2	16	22
501-1000	2	2	3	5	5	17	22
1001-2000	2	3	2	-	4	11	15
2001-5000	-	2	2	4	4	12	16
<5000	2	1	4	2	9	18	24
Итого	9	11	15	16	24	75	100
%	12	15	19	22	32	100	-

Гідрологічна вивченість Прип'яті загалом задовільна, про що свідчать рис.1.19 і табл.1.14. Річки басейну Прип'яті в цілому мають

невеликі і середні площі водозборів, переважна більшість (70 %) охоплює площі водозборів  $F \leq 2000 \text{ км}^2$ . Найбільші розміри водозбірних площ, висвітлених гідрологічними вимірами, відносяться до р. Прип'ять – м. Мозир ( $F=101000 \text{ км}^2$ ) і р. Прип'ять - смт. Турів ( $F=74000 \text{ км}^2$ ). Площа найменшого водозбору – р. Меречанка - с. Ставок, дорівнює  $118 \text{ км}^2$ .

Метеорологічні станції, на яких проводяться спостереження за метеорологічними величинами, поширені по території достатньо рівномірно (рис.1.19). Список пунктів виміру запасів води в сніговому покриві як основного фактора формування весняного водопілля наведено у додатку А2.

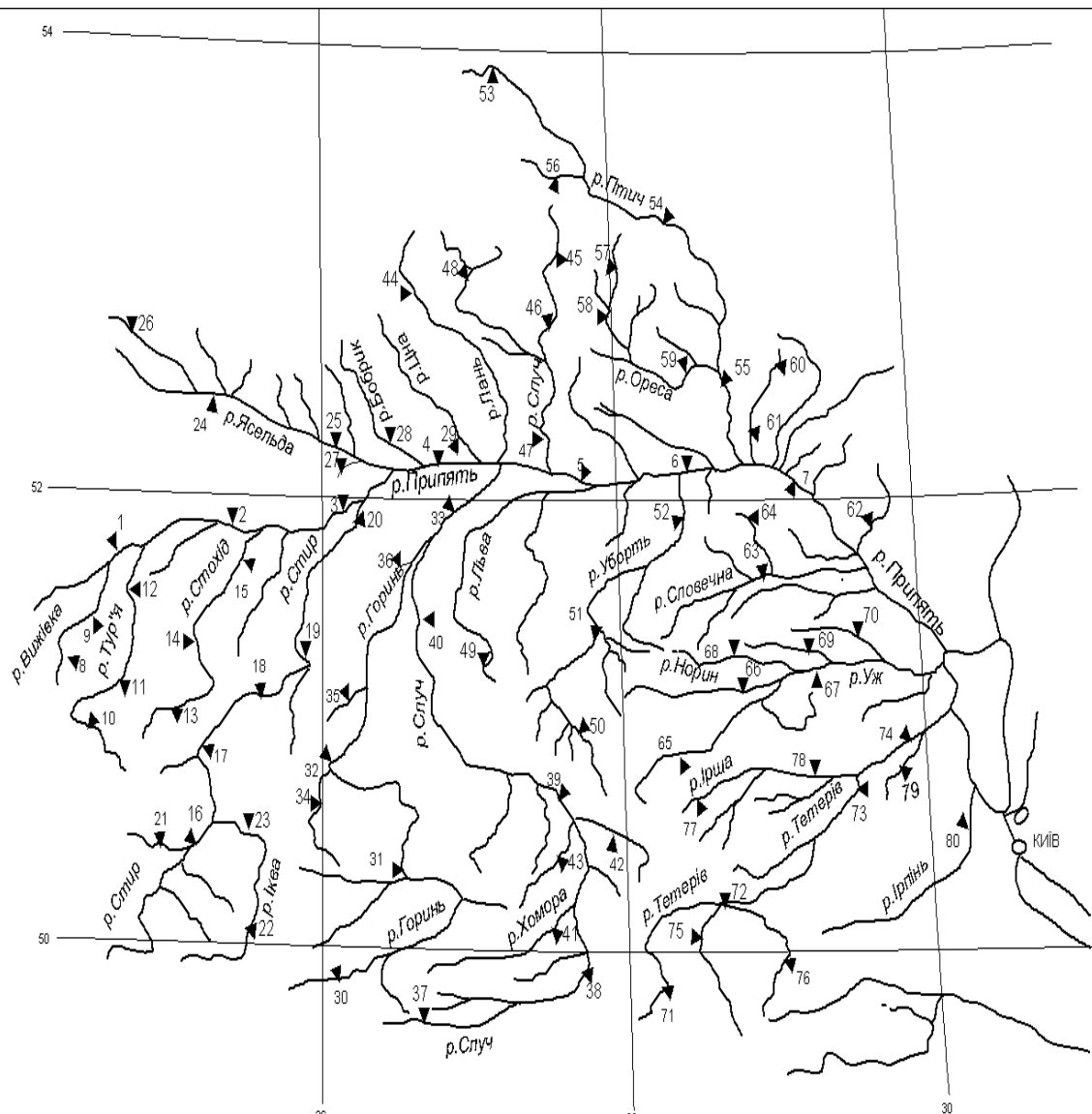


Рисунок 1.21 – Карто - схема гідрометеорологічної мережі в басейні річки Прип'ять

## 2 СУЧАСНІ МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІЧОК

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 кількість формул свідчить і про те, що проблема ще далека від свого вирішення. У науково-методичному відношенні, беручись до вивчення тієї чи іншої проблеми, необхідно всебічно проаналізувати сучасний стан у галузі, з метою з'ясування позитивних і негативних сторін діючих нормативів. В історичному відношенні в гідрології дуже довгий час переважали суто емпіричні або напівемпіричні регіональні підходи. Свого часу, Д.Л.Соколовський [13], опираючись на геометричну модель паводків і водопіль, зробив спробу надати емпіричним формулам деякого теоретичного обґрунтування. У подальшому він же здійснив класифікацію формул максимального стоку. Перш за все, в окремі категорії були виділені паводки і водопілля на річках. За класифікацією Д.Л.Соколовського [13], при розрахунках максимального стоку водопіль наявна розрахункова база зводиться до двох угруповань, а саме: формул редуційних і об'ємного типу.

До формул максимального стоку дощових паводків віднесені:

- редукційні структури;
- об'ємні формули;
- формули граничної інтенсивності;
- формули, побудовані на гідромеханічних уявленнях стосовно процесів формування максимального стоку.

Така класифікація розрахункових формул, на наш погляд, є формальною, бо вона опирається лише на загальний вигляд тих чи інших структур, а не на вихідні модельні підходи, які покладені в основу різного роду формул і методик. Більш ґрунтовною є класифікація формул максимального стоку, що розроблена на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ[14]. Її сутність полягає в тому, незважаючи на генетичні особливості паводків і водопіль, загальним для них є гідрологічна обумовленість процесів переміщення води у руслах річкових систем. Тому при класифікації формул авторами до уваги брались виключно вихідні модельні підходи. Зокрема, усю сукупність розрахункових схем умовно можна поділити на 2 групи. До першої відносяться ті з них, які спираються на геометричну схематизацію одномодальних паводків і водопіль схилового і руслового стоку. Базовим для них є рівняння

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_m, \quad (2.1)$$

де  $q_m$  - максимальний модуль руслового стоку;

$q'_m$  - максимальний модуль схилового припливу;

$t_p$  - час руслового добігання паводкових і повеневих хвиль;

$T_0$  - загальна тривалість схилового припливу;

$k_n$  і  $k_m$  - редуційні коефіцієнти, пов'язані з розпластуванням паводкових і повеневих хвиль під впливом руслового добігання та русло-заплавного регулювання.

За окремих припущень з базового рівняння (2.1) можна отримати структури відомих і поширених при нормуванні паводків і водопіль формул редуційного та об'ємного типу.

До другої групи формул належать розрахункові схеми, в основі яких лежить теорія руслових ізохрон. Реалізація сучасної математичної моделі руслових ізохрон здійснюється шляхом розгляду диференціального рівняння [15]



$$V \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha q'_t B_t \quad (2.2)$$

або вирішення інтегралів, одержаних за допомогою розгорнутої схеми руслових ізохрон:

при  $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.3)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt, \quad (2.4)$$

де  $Q_m$  – максимальна витрата води;

$V$  – швидкість руслового добігання;

$B_t$  – ширина водозборів по ізохронах руслового добігання;

$\alpha$  – коефіцієнт густоти руслової мережі на водозборах;

$\omega$  – площа поперечного перерізу русел у площині ізохрон;

$q_t$  – ординати упорядкованого редуційного гідрографа схилового припливу;

$\varepsilon_t$  – коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків і водопіль.

Шляхом деяких перетворень результатів розв'язання наведених вище рівнянь можна одержати і загальну розрахункову структуру операторного типу (і її різновидності), формулу граничної інтенсивності, а також формули першої групи – редуційні та об'ємного типів.

Аналіз окремих авторських розрахункових пропозицій та порівняння результатів є дуже складною задачею, оскільки на регіональному рівні потребують визначення параметри, які входять до тієї чи іншої структури.

Авторами пропонується універсальний підхід, що полягає у приведенні розрахункових структур до вигляду безрозмірних комплексів, за допомогою яких можливе моделювання без залучення вихідних даних.

## 2.1 Методи, які спираються на геометричну схематизацію схилового та руслового гідрографів стоку

### 2.1.1 Аналіз структури редуційних формул

Відомі дві редакції редуційної формули і обидві вони увійшли до базових при складанні нормативних документів – спочатку СН 435-72[16], а потім – СНіП 2.01.14-83[17]. Зокрема, для весняного водопілля рекомендується формула

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + b)^{n_1}} \delta \delta_1 \delta_2, \quad (2.5)$$

де  $Y_m$  – розрахунковий шар стоку за водопілля;

$\delta$  – коефіцієнт для врахування впливу водойм руслового типу;

$\delta_1$  і  $\delta_2$  – коефіцієнти впливу залісеності і заболоченості на зарегулювання максимального стоку;

$k_0$  – коефіцієнт «дружності» водопілля.

$b$  - районний параметр для врахування уповільнення редуції в області невеликих водозборів.

За дослідженнями Є.Д. Гопченка [18],  $k_0$  являє собою коефіцієнт схилової зарегульованості водопілля, оскільки

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}, \quad (2.6)$$

де  $(n+1)/n$  – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу.

З урахуванням того, що [18]

$$k_0 Y_m = q'_m, \quad (2.7)$$

вираз (2.5) набуде вигляду (при  $\delta = \delta_1 = \delta_2 = 1.0$ )

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + b)^{n_1}}. \quad (2.8)$$

Параметр  $b$  введено в (2.5), для того, щоб дещо зменшити ординати  $q_m/q'_m$  в області невеликих водозбірних площ. Згідно з [17], у тундрі і лісотундрі  $b=1.0$ , у лісостеповій зоні – 2, у степовій зоні, зоні посушливих степів і напівпустель – 10. Побудуємо на базі (2.8) безрозмірний комплекс  $q_m/q'_m$

$$q_m/q'_m = \frac{1}{(F + b)^{n_1}}, \quad (2.9)$$

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 (2.9), враховуючи, що за [17], 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 СНіП 2.01.14-83 в редакції (2.5) 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.

Слід також звернути увагу на інтегральний характер урахування впливу місцевих факторів (залісеності і заболоченості) на максимальний стік водопіль. З нормативного документу не зрозуміло, до яких з двох параметрів ( $k_0$  чи  $Y_m$ ) відносяться поправки  $\delta_1$  і  $\delta_2$ . Можна розглядати варіанти, коли залісеність або заболоченість впливають лише на одну

складову чисельника у формулі (2.5), в окремих варіантах – на обидві, можливі й інші сполучення їх взаємодії.

Для дощових паводків у нормативному документі використовується дещо змінений структурний варіант (2.5), а саме [17]

$$q_m = q_{200} \left( \frac{200}{F} \right)^{n_2}, \quad (2.10)$$

де  $q_{200}$  - приведений до площі  $F=200$  км<sup>2</sup> максимальний модуль стоку.

Поширюється формула на водозбори з площами  $F \geq 200$  км<sup>2</sup>. Щоб (2.10) звести до канонічного вигляду  $q_m / q'_m$ , помножимо чисельник і знаменник правої частини на  $q'_m$ , тобто

$$q_m = q'_m \frac{q_{200}}{q'_m} \left( \frac{200}{F} \right)^{n_2}. \quad (2.11)$$

Загальний коефіцієнт редукції  $q_m / q'_m$  становить

$$q_m / q'_m = \frac{q_{200}}{q'_m} \left( \frac{200}{F} \right)^{n_2}. \quad (2.12)$$

В абсцисі  $F=200$  км<sup>2</sup> маємо

$$q_m / q'_m = \frac{q_{200}}{q'_m}. \quad (2.13)$$

Вираз (2.13), очевидно, не дозволяє перевірити його структуру на відповідність фізичним вимогам. На наш погляд, заслуговує на увагу більш обґрунтований варіант цієї формули ніж (2.10). Зокрема, при розбіжностях

у показниках редукції в області невеликих водозборів, з одного боку, а середніх і великих, з іншого, можна таким чином побудувати розрахункову редукційну модель. Умовно при фіксованій площі  $F_0=200 \text{ км}^2$  в області  $F < 200 \text{ км}^2$

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (2.14)$$

При  $F \geq 200 \text{ км}^2$

$$q_m = \frac{q'_m}{F^{n_2}} (200)^{n_2 - n_1}. \quad (2.15)$$

Важливе зауваження стосується самих структур (2.10), (2.14) і (2.15). Вони базуються на виразі (2.1), який є частковим випадком, що відповідає умовам можливого осереднення у просторі тривалості припливу  $T_0$  і шарів стоку  $Y_m$ . Тоді  $q'_m$ , а отже і  $q_{200}$ , підлягають не відображенню у вигляді карт ізоліній, а районуванню.

**Редукційні формули першого рівня спрощення.** Якщо є підстави для осереднення по території  $T_0$ , то редукційні коефіцієнти, що входять до (2.1), можуть бути інтегрально описані за допомогою  $F$ , тобто

$$\frac{k_n k_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} = f(F) = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (2.16)$$

Тоді (2.1) набуде розрахункового вигляду

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (2.17)$$

Очевидно, виходячи з (2.6), що коефіцієнт схилової трансформації підлягає лише районуванню. Саме так свого часу й було запропоновано його визначати у нормативному документі СН 435-72, але тоді залишається не зовсім зрозумілим, до яких складових (2.5) відносяться поправки  $\delta_1$  і  $\delta_2$ .

**Редуційні формули другого рівня спрощення.** При можливості осереднення по території, крім  $T_0$ , ще й шару стоку, редуційна структура (2.16) набуде вигляду

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (2.18)$$

де  $q'_m$  - максимальний модуль схилового припливу, що підлягає районуванню.

Свого часу формула вигляду (2.18) була отримана Д.І. Кочеріним [1], як результат узагальнення максимальних модулів весняного водопілля у межах ЄТС. Пізніше К.П. Воскресенський [19] встановив, що параметр  $q'_m$  обумовлений величиною шару стоку водопілля, тобто

$$q'_m = k_0 Y_m. \quad (2.19)$$

І, таким чином, для весняного водопілля формула Д.І. Кочеріна (2.18) набула розрахункового вигляду (2.17). На недоліках цієї структури ми вже зупинялися вище. Основні зауваження стосуються того, що не достатньо теоретично обґрунтована структура (2.17), при підготовці нормативних документів СН 435-72 і СНіП 2.01.14-83 вона була використана без дотримання передумов її походження.

Якщо ж тривалість схилового припливу  $T_0$  не може бути осереднена, то спрощені варіанти редуційних формул до рівня (2.17), а тим більше (2.18), взагалі неможливі. За таких умов слід задачу по розрахунках максимального стоку паводків і водопіль здійснювати безпосередньо на основі (2.1).

Розглянемо більш детально такі можливості, виходячи з наявності матеріалів спостережень за стоком річок. Серед параметрів, що входять до (2.1), невідомими і не вимірюваними є: модуль схилового припливу  $q_0$  (головним чином, за відсутності даних по  $T_0$ ) і коефіцієнт  $k_n$  (з тих же самих причин). Останній являє собою відношення:

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}, \quad (2.20)$$

де  $T_n$  – тривалість паводків і водопіль.

За великим рахунком, необхідної інформації взагалі–то немає і по тривалостях паводків і водопіль, за винятком тих випадків, коли не простежується вплив на  $T_0$  залісеності і заболоченості водозборів, або вони відсутні взагалі. Дійсно,

$$T_n = T_0 + t_p + \Delta t, \quad (2.21)$$

де  $\Delta t$  - час, необхідний для спрацювання русло-заплавної ємності регулювання, котра теж невідома.

З урахуванням залісеності  $f_l$  і заболоченості  $f_{\bar{o}}$

$$T_n = T_0(f_l, f_{\bar{o}}) + t_p + \Delta t. \quad (2.22)$$

Практична реалізація (2.1) можлива, якщо в її структурі здійснити деякі перетворення, а саме: замість  $q'_m$  підставити (2.6) і (2.7), а замість  $k_m$  – його значення

$$k_m = \frac{m+1}{m} \bigg/ \frac{n+1}{n}, \quad (2.23)$$

де  $\frac{m+1}{m}$  – коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку.

Тоді

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_n. \quad (2.24)$$

Визначення параметра  $\frac{m+1}{m}$  досягається за допомогою побудови залежності вигляду  $\frac{m+1}{m} = f(F)$ . У цілому ж задача обґрунтування

невідомих величин, що входять до (2.24), вирішується шляхом накладання обмежень на параметр  $k_n$ , беручи його на першому етапі ітераційних процедур на рівні одиниці.

### 2.1.2 Об'ємні формули максимального стоку

До об'ємних формул максимального стоку відносяться розрахункові схеми, які ґрунтуються на моделі одномодальних гідрографів паводків і водопіль. Базовим є рівняння [13]

$$q_m = k_\phi \frac{Y_m}{T_n} = \frac{Y_m}{t_n} f, \quad (2.25)$$

де  $k_\phi$  – коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку.

Причому, у В.А. Огієвського [20]  $k_\phi$  береться на рівні 2.0, тобто гідрограф моделюється у вигляді лінійного трикутника, що, до речі, не відповідає реальній формі паводків і водопіль.

У Д.Л. Соколовського [13]

$$k_\phi = (1 + \gamma)f, \quad (2.26)$$

де  $\gamma = \frac{t_{cn}}{t_n}$  – відношення між тривалостями спаду і підйому

гідрографів паводків і водопіль;

$f$  – коефіцієнт форми гідрографів

$$f = \frac{(m' + 1)(n' + 1)}{(n' + 1) + \gamma(m' + 1)}, \quad (2.27)$$

$m'$  і  $n'$  – показники степеня у рівняннях кривих підйому і спаду гідрографів.



У розрахунковій схемі В.І. Мокляка [21]  $k_\phi$  диференційовано, зокрема,

- при  $(t_p+t_{cx}) < 1$  доби, де  $t_{cx}$  – тривалість схилового добігання паводкових і повеневих хвиль

$$k_\phi = \frac{2.8}{\sqrt{t_p + t_{cx}}}; \quad (2.28)$$

при  $(t_p+t_{cx}) > 11$  діб

$$k_\phi = 2.8 + 0.05(t_p + t_{cx} - 11); \quad (2.29)$$

- при 1 доба  $< (t_p+t_{cx}) < 11$  діб

$$k_\phi = 2.8; \quad (2.30)$$

Прийнявши, згідно з рекомендаціями Д.Л. Соколовського [13], що швидкості схилового стікання  $V_{cx}$  знаходяться у межах 0.05-0.07 м/с, можна при довжині схилів приблизно у 500 м визначити  $t_{cx}$ , яке буде становити близько 0.12-0.083 доби. Тоді за формулою (2.28), у випадку схилового стоку (приймаючи, що  $t_p=0$ ), будемо мати верхнє граничне значення  $k_\phi=8.1 \div 9.7$ . Коли ж 1 доба  $< (t_p+t_{cx}) < 11$  діб, то  $k_\phi$  залишається постійним у дуже широкому діапазоні і дорівнює 2.8. Після цього  $k_\phi$  знову зростає, але не пояснюється, чому. Правда, збільшення  $k_\phi$  при  $(t_p+t_{cx}) > 11$  діб не занадто високе, наприклад, при  $t_p=22$  доби воно буде становити 3.3. Навіть для досить великих розгалужених річкових систем (наприклад, з  $(t_p+t_{cx})=30$  діб, чому відповідають площі водозборів понад 450000 км<sup>2</sup>)  $k_\phi$  дорівнюватиме, за (2.29), усього 3.75.

Поширене використання структура об'ємної формули знайшла не в області розрахунків максимального стоку весняного водопілля, а для дощових паводків. Вихідне розрахункове рівняння має вигляд [13]:

$$q_m = \frac{H_T \cdot \eta}{t_n} f, \quad (2.31)$$

де  $\eta$  – об’ємний коефіцієнт стоку;

$t_n$  – тривалість підйому паводків;

$H_T$  – розрахунковий шар дощових паводків.

За умови, якщо  $H_T = H_m$  (де  $H_m$  - кількість опадів за дощ, формуючий паводок), формула (2.31) у теоретичному відношенні зауважень не викликає. Але розглянемо її більш детально, виходячи з рекомендації автора щодо практичного застосування (2.31). Розрахунковий шар опадів  $H_T$  обчислюється за виразом

$$H_T = S(60T)^{1-n_1} = (A + B \lg N)T^{0.33}, \quad (2.32)$$

де  $S$  – верхня гранична інтенсивність зливи (мм/хв);

$A$  і  $B$  – географічні параметри (вони картовані);

$T$  – розрахункова тривалість опадів (год), яка береться в залежності від тривалості руслового добігання  $t_p$ . Зокрема,

- при  $t_p < 15$  год –  $T = t_p$ ;

- при  $15 < t_p < 48$  год –  $T = 24$  год;

- при  $t_p > 48$  год –  $T = 36$  год.

Згідно з [1] для півдня України розрахункове значення  $S_{1\%}$  дорівнює 14 мм/хв. Тоді граничні значення  $H_T$ , визначені за (2.32), будуть становити: при  $t_p = 15$  год –  $H_T = 132$  мм; при  $t_p = 48$  год –  $H_T = 194$  мм. На наш погляд, ці величини, навіть при повторюваності опадів 1 раз на 100 років, є дещо завищеними.

Коефіцієнт стоку  $\eta$  (2.31) табульований у залежності від географічної зони і розрахункової забезпеченості  $P\%$ .

Тривалість підйому паводків  $t_n$  зводиться до такого, що

$$t_n = \mu \cdot t_p. \quad (2.33)$$

Коефіцієнт пропорційності  $\mu$  нормований і змінюється від 1.0 (для коротких злив) до 1.3-1.6 (для тривалих зливових дощів). З теоретичної точки зору, ці рекомендації є правильними, про що свідчать рис. 2.1 і рис. 2.2.

Дійсно, як видно з рис. 2.1, саме на невеликих водозборах ( $t_p < T_0$ ), має місце співвідношення  $t_n > t_p$ , а  $\mu > 1.0$  і, навпаки, на великих річках ( $t_p > T_0$ ) -  $t_n < t_p$ , а  $\mu < 1.0$ . У гіпотетичному випадку, коли  $t_p = T_0$  коефіцієнт пропорційності  $\mu$  дорівнює одиниці. Такі неузгодженості у розрахунковій формулі (2.31) можна пояснити лише не коректними перетвореннями структури (2.25). З метою подальшого аналізу формули (2.31) перепишемо її таким чином, ввівши замість  $(H_T - H_0) \cdot \eta$  шар стоку  $Y_T$ . Тоді

$$q_m = \frac{Y_T}{t_n} f. \quad (2.34)$$

Порівнюючи (2.34) і (2.25), слід звернути увагу на розбіжності у чисто структурному відношенні. У (2.34) входить розрахунковий шар стоку  $Y_T$  замість загального. А відомо, що завжди  $Y_T \leq Y_m$ , причому за умови  $t_p < T_0$  розрахунковий шар стоку  $Y_T < Y_m$ , а при  $t_p \geq T_0$  -  $Y_T = Y_m$ . Тому, щоб привести у відповідність праву і ліву частину (2.34) Д.Л. Соколовському треба було при зниженому значенні  $Y_T$  (замість  $Y_m$ ) ввести у знаменник  $t_n = t_p$ , тоді як теоретично  $t_n > t_p$ . Щодо величин водозборів, то формула (2.32) приводить до завищення розрахункових шарів опадів  $H_T$ , а таким чином і  $Y_T$ . Привести ліву і праву частину (2.31) чи (2.34) довелось за рахунок збільшення в 1.3-1.6 разів тривалості підйому паводків.

Авторами пропонується більш проста і зрозуміла розрахункова схема, заснована на геометричній моделі одноmodalьних паводків і водопіль.

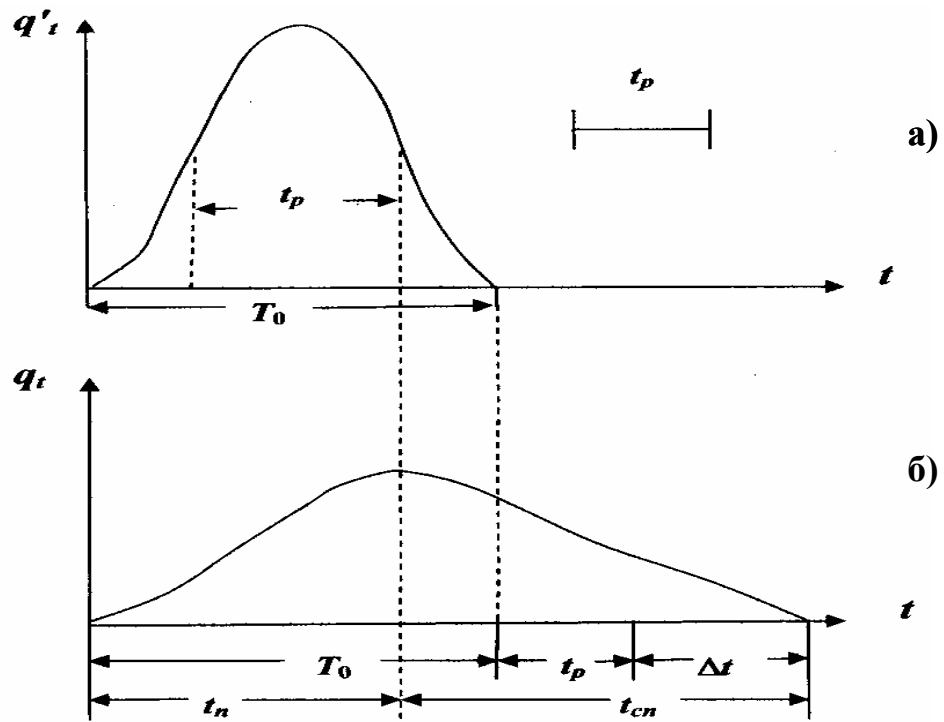


Рисунок 2.1 – Схема трансформації схилового гідрографа (а) у русловий (б) при співвідношенні  $t_p < T_0$

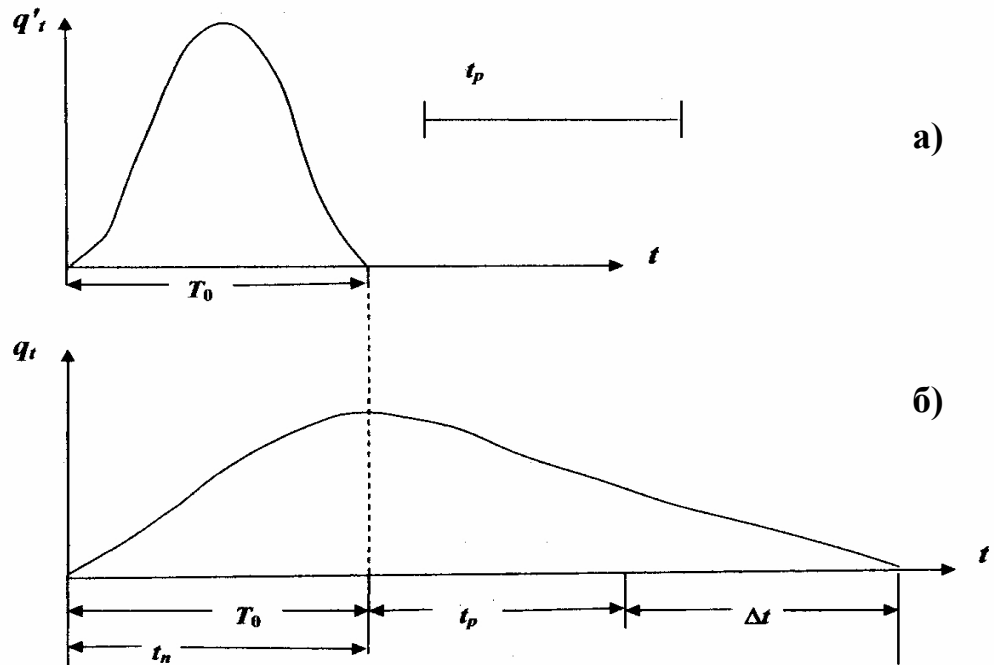


Рисунок 2.2 – Схема трансформації схилового гідрографа (а) у русловий (б) при співвідношенні  $t_p > T_0$

Вихідним є рівняння редукційного гідрографа вигляду

$$q_t = q_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_n} \right)^m \right]. \quad (2.35)$$

Його інтегрування по  $T_n$  і нескладні перетворення дають змогу одержати структуру об'ємного типу, а саме

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n} = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_n. \quad (2.36)$$

Шляхи реалізації (2.36) коротко були розглянуті нами в п.2.1.1, тому більш детально на цьому питанні зупинятися немає необхідності.

Перевіримо далі, якою мірою об'ємні структури, що розглядалися вище, відповідають граничним вимогам. Для з'ясування цього питання побудуємо безрозмірні комплекси  $q_m/q'_m$ . Розглянемо спочатку у загальному вигляді базову структуру (2.25). Домножимо чисельник і знаменник у правій частині на  $k_0$ , тоді

$$q_m = \frac{k_\phi}{\frac{n+1}{n}} \cdot q'_m \frac{T_0}{T_n}. \quad (2.37)$$

З (2.37)

$$q_m/q'_m = \frac{k_\phi}{\frac{n+1}{n}} \cdot \frac{T_0}{T_n}. \quad (2.38)$$

Верхнє граничне значення (при  $t_p=0$ )  $q_m/q'_m$  буде становити 1.0, оскільки у цьому випадку:  $k_\phi = \frac{n+1}{n}$  (де  $k'_\phi$  - коефіцієнт схилової

нерівномірності припливу води до руслової мережі у часі), а  $T_n = T_0$ . Нижнє граничне значення коефіцієнта загальної редукції  $q_m/q'_m$ , яке буде мати місце при  $t_p \rightarrow \infty$ , дорівнює 0. Таким чином і нижня і верхня граничні величини  $q_m/q'_m$  відповідають природі досліджуваних об'єктів.

Тепер розглянемо формулу (2.31) або в її дещо іншій редакції (2.34). Домножимо чисельник і знаменник у правій частині (2.34) на  $q'_m$ , тоді

$$q_m = q'_m \frac{Y_T}{Y_m} \cdot \frac{f(1+\gamma)}{\frac{n+1}{n}} \cdot \frac{T_0}{T_n}. \quad (2.39)$$

Безрозмірний комплекс  $q_m/q'_m$  запишеться таким чином

$$q_m/q'_m = \frac{Y_T}{Y_m} \cdot \frac{f(1+\gamma)}{\frac{n+1}{n}} \cdot \frac{T_0}{T_n}. \quad (2.40)$$

За умови  $t_p=0$  (обмеження  $q_m/q'_m$  зверху):  $Y_T/Y_m = 0$ ;  
 $f(1+\gamma)/\frac{n+1}{n} = 1.0$ ;  $T_0/T_n = 1.0$ ;  $q_m/q'_m = 0$ . При  $t_p \rightarrow \infty$  (обмеження  $q_m/q'_m$

знизу):  $Y_T = Y_m$ ;  $T_0/T_n = 0$ ;  $q_m/q'_m = 0$ . Очевидно, що структура (2.31) не відповідає теоретичній моделі одномодального паводка і тому не може бути використана у практичній діяльності.

Для структури (2.36) безрозмірний комплекс буде мати такий вигляд

$$q_m/q'_m = \left( \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} \right) \frac{T_0}{T_n}. \quad (2.41)$$

Зверху (при  $t_p=0$ ) коефіцієнт загальної редуції  $q_m/q'_m$  обмежений одиницею, а знизу (при  $t_p \rightarrow \infty$ ) – нулем, що повною мірою узгоджується з природою явища.

## 2.2 Формули, засновані на теорії руслових ізохрон

Найбільш відомою формалізацією цього напрямку є диференціальне рівняння, запропоноване (в останній редакції) А.М. Бефані [22]:

$$V \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\omega + \omega_z + \delta \omega_a) = \alpha B_t q'_t, \quad (2.42)$$

де  $\omega$  - площа поперечного перерізу потоку;

$\omega_z$  - площа поперечного перерізу заплави;

$\omega_a$  - площа поперечного перерізу алювію;

$\delta$  - пористість алювію.

Спрощене розв'язання (2.42) є обґрунтуванням розрахункової формули

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varphi \varepsilon_F, \quad (2.43)$$

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

- при  $t_p < T_0$

$$k_2 = k_1 = \int_0^{t_p} q'_t B_t dt; \quad (2.44)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$k_2 = k_2 = \int_0^{T_0} q'_t B_t dt; \quad (2.45)$$

$\varphi$  - коефіцієнт повноти схилового припливу, причому:

- при  $t_p < T_0$

$$\varphi = \int_0^{t_p} q'_t dt / \int_0^{T_0} q'_t dt; \quad (2.46)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$\varphi = 1.0. \quad (2.47)$$

Формула (2.43), незважаючи на труднощі, пов'язані з обґрунтуванням параметрів, що входять до неї, знайшла досить значне поширення. Але слід звернути увагу й на деякі недоліки, які стосуються як самої структурної бази (2.42), так і окремих параметрів:

1. Досить наближеним є взяття постійною густоти гідрографічної мережі  $\alpha$  за довжиною річок.

2. Не відповідають природі явища лінійні залежності  $\omega_3 = f(\omega)$  і  $\omega_a = f(\omega)$ , які були взяті з метою спрощення (2.42).

3. При інтегруванні (2.42) коефіцієнт русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$  брався постійним, незалежно від розміру водозборів.

Перевіримо (2.43) на її відповідність граничним умовам. З цією метою запишемо аналітичний вираз для  $\varphi$ , а саме [22]:

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]. \quad (2.48)$$

За умови  $t_p < T_0$  формула (2.43) набуде вигляду



$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m k_1 \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F = q'_m k_1 \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F. \quad (2.49)$$

Коефіцієнт загальної редукції  $q_m/q'_m$ , виходячи з (2.49), становить

$$q_m/q'_m = k_1 \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F. \quad (2.50)$$

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

При співвідношенні  $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varepsilon_F. \quad (2.51)$$

Помноживши чисельник і знаменник у (2.51) на  $k_0$ , одержимо такий вираз

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} k_2 \varepsilon_F. \quad (2.52)$$

Звідси коефіцієнт загальної редукції

$$q_m/q'_m = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} k_2 \varepsilon_F. \quad (2.53)$$

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

Таким чином, у структурному відношенні формула (2.43) повною мірою відповідає граничним умовам.

Більш загальною при розгляді процесів формування максимального стоку є розгорнута модель руслових ізохрон. Вона зводиться до розв'язання рівнянь[14]:

- при  $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt ; \quad (2.54)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt . \quad (2.55)$$

При інтегруванні (2.54) і (2.55) функції  $q'_t$  і  $B_t$  беруться у редуційному вигляді, тобто

$$q'_t = q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (2.56)$$

а

$$B_t = B_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right], \quad (2.57)$$

де  $B_m$  – максимальна ширина водозбору по ізохронах руслового добігання.

Вирішуючи (2.54) і (2.55) з урахуванням (2.56) і (2.57), Є.Д. Гопченко [23] обґрунтовував структуру **операторного типу**

$$q_m = q'_m \psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F , \quad (2.58)$$

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  $q_m/q'_m$  (2.59) запишеться у редакції

$$q_m/q'_m = \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F. \quad (2.59)$$

Теоретично  $q_m/q'_m$  у структурі (2.58) знаходиться у фізичних межах  $\div 1.0$  при  $\frac{t_p}{T_0} = 0$  і  $0$  – при  $t_p \rightarrow \infty$ .

### 2.3 Деякі проміжні формули максимального стоку

В окрему категорію можна об'єднати розрахункові формули, які, виходячи з тих чи інших модельних уявлень про процеси формування максимального стоку, в кінці кінців зводились до напівемпіричних побудовань. Серед них досить відомою є формула Г.О. Алексєєва [24]

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{q'_m}{Y_m} t_p}. \quad (2.60)$$

У канонічному вигляді її можна записати таким чином

$$q_m/q'_m = \frac{1}{1 + \frac{q'_m}{Y_m} t_p}. \quad (2.61)$$

Очевидно, що з фізичної точки зору вираз (2.62) задовольняє граничні умови: при  $t_p=0$  -  $q_m/q'_m=1.0$ , а при  $t_p \rightarrow \infty$  -  $q_m/q'_m=0$ .

Але, з іншого боку, не зовсім очевидним є вихідна модель, на яку спирається (2.60). З цією метою проінтегруємо (2.57) по  $T_0$ , тоді

$$Y_m = q'_m \cdot \frac{n}{n+1} \cdot T_0. \quad (2.62)$$

З (2.62)

$$q'_m/Y_m = \frac{n}{n+1} \cdot T_0. \quad (2.63)$$

Підставимо (2.63) у (2.61)

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.64)$$

Цей вираз суперечить природі одномодальних паводків, оскільки з моделі руслових ізохрон для невеликих водозборів випливають дещо інші рівняння, а саме:

$$\text{при } \frac{t_p}{T_0} < 1.0$$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p}; \quad (2.65)$$

$$\text{при } \frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p}. \quad (2.66)$$

Формула (2.64) більшою мірою відповідає моделі схилових і руслових гідрографів з однаковими коефіцієнтами часової нерівномірності

стоку, тривалості припливу  $T_0$ , а руслового стоку -  $T_n = T_0 + t_p$ . За таких умов

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.67)$$

Але між (2.66) і (2.67) є і відмінності, які полягають у тому, що для одно- модальних паводків до знаменника не входить  $\frac{n+1}{n}$ .

Здійснимо подальші перетворення рівнянь (2.65) і (2.66), домноживши чисельники і знаменники у них на  $q'_m$ , тоді

$$\text{при } \frac{t_p}{T_0} < 1.0$$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \cdot \frac{T_0}{t_p} \cdot \frac{Y_{t_p}}{Y_m}; \quad (2.68)$$

$$\text{при } \frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$$

$$q_m = \frac{q'_m}{\frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.69)$$

Щоб надати (2.69) універсальності стосовно діапазону відношень між  $t_p$  і  $T_0$ , досить штучно у знаменник додати одиницю. Такий прийом побудування розрахункової формули, з нашої точки зору, не є правильним, особливо для області  $\frac{t_p}{T_0} < 1.0$ .

В Україні свого часу досить поширеною була формула, запропонована для розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля В.І. Мокляком [21]. З одного боку, вона як вихідна модель спирається на теорію руслових ізохрон, а з іншого, через непослідовність практичної реалізації була зведена до редуційного

вигляду. Структурно вона взагалі нагадує формули граничної інтенсивності, тобто

$$q_m = h_m \varphi', \quad (2.70)$$

де  $h_m$  - середня максимальна інтенсивність водовіддачі снігу за годинний інтервал часу;  $\varphi'$  - редуційний коефіцієнт, причому

- при  $t_p/T_0 < 1.0$

$$\varphi' = \frac{0.28 + 0.07 t_p/T_0}{1 + 2 t_p/T_0}; \quad (2.71)$$

при  $t_p/T_0 < 1.0$ , але  $t_p > 1$  доби

$$\varphi' = \frac{0.35}{1 + 2 t_p/T_0}; \quad (2.72)$$

при  $t_p/T_0 < 1.0$  і  $t_p < 1$  доби

$$\varphi' = \frac{T_0}{0.92 T_0 - 0.24 + (1.94 T_0 + 5.95) t_p}; \quad (2.73)$$

для досить невеликих водозборів ( $t_p \leq 0.4$  доби)

$$\varphi' = 1.0. \quad (2.74)$$

Привертає увагу у рівняннях (2.71) – (2.74) те, що виходячи з теорії руслових ізохрон, впливає лише два співвідношення, тобто коли  $t_p < T_0$  і  $t_p \geq T_0$ .

Приведемо до канонічного вигляду вихідне рівняння (2.70), помноживши чисельник і знаменник на  $q'_m$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{h_m}{Y_m} T_0 \cdot \varphi'. \quad (2.75)$$

Редукційний комплекс

$$q_m / q'_m = \frac{n}{n+1} \frac{h_m}{Y_m} T_0 \cdot \varphi'. \quad (2.76)$$

Перевіримо умову  $q_m / q'_m = 1.0$  при  $F=0$  на прикладі басейну р. Прип'ять. Для весняного водопілля 1%-ої ймовірності перевищення в середньому:  $h_m=6$  мм/год;  $Y_m=120-180$  мм;  $n=0.2$ ;  $T_0=100$  год. Таким чином,

$$q_m / q'_m = \frac{0.2}{1.2} \cdot \frac{6}{120 \div 180} \cdot 100 = 0.83 \div 0.56$$

Отже, формула В.І. Мокляка немає фізичних обмежень зверху. Викликає подив рівняння (2.73), яке на відміну від трьох попередніх – (2.71) – (2.73) є розмірним, оскільки

$$\varphi' = \frac{1}{0.92 - 0.24 / T_0 + 1.94 + 5.95 \frac{t_p}{T_0}} \left[ \frac{1}{T_0} \right]. \quad (2.77)$$

Аналогічну (2.70) будову має і формула П.Ф. Вишневського [25] для максимального стоку дощових паводків, а саме

$$q_m = h_m \varphi_2, \quad (2.78)$$

де  $h_m$  - максимальна зливова водовіддача за 10-хвилинний інтервал часу;

$\varphi_2$  - редуційний коефіцієнт, зокрема,

при  $t_p/T_0 < 1.0$

$$\varphi_2 = \frac{2.26}{1 + 6.3 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (2.79)$$

при  $t_p/T_0 \geq 1.0$

$$\varphi_2 = \frac{0.626}{1 + 1.02 \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.80)$$

Безрозмірний комплекс  $q_m/q'_m$  у загальному вигляді буде описуватись рівнянням, виходячи з (2.75)

$$q_m/q'_m = \frac{h_m}{Y_m} \frac{n}{n+1} \cdot \varphi_2 \cdot T_0. \quad (2.81)$$

Як і в структурі формули В.І. Мокляка, зверху (2.78) немає фізично визначеної межі ( $q_m/q'_m = 1.0$  при  $t_p/T_0 = 0$ ). Розглянемо приклад по басейну р. Прип'ять. Для зливогого паводка забезпеченістю  $P=3\%$ :  $h_m=6$  мм/10 хв; ;  $n=0.4$ ;  $T_0=2.5$  год;  $Y_{3\%}=70$  мм. За цих умов

$$q_m/q'_m = \frac{36}{70} \cdot \frac{0.4}{1.4} \cdot \frac{15.0}{2.26} = 0.975$$

і таким чином воно наближається до одиниці. Але за іншими вихідними даними  $q_m/q'_m$  можуть бути і вищими, і нижчими від



наведеного прикладу. Знизу співвідношення  $q_m/q'_m$  (при  $t_p/T_0 \rightarrow \infty$ ) у формулі (2.78) обмежене нулем, що відповідає фізичним вимогам.

На модель руслових ізохрон спирається також формула Й.А. Железняка [26]. Переконавшись в тому, що реалізація моделі руслових ізохрон потребує наявності не тільки кривих ізохрон і гідрографів водовіддачі, але й трансформаційної функції, пов'язаної з русло-заплавним регулюванням, Й.А.Железняк [26, 27] вводить в розрахункову схему поняття функції впливу, яка є, по суті, комбінацією двох функцій трансформації - ізохрон і руслового регулювання, і тоді

$$Q_i = q'_i P_1 + q'_{i-1} P_2 + \dots + q'_{i-t_p+1} P_{t_p}. \quad (2.82)$$

Максимальна середньодобова витрата води при цьому дорівнює

$$\tilde{Q}_m = 0.0116 k_{м.г.м} Y_m F, \quad (2.83)$$

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

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

$$k_{м.г.м} = \left( \sum_{i=1}^{t_p} q'_i P_i \right)_m / \sum_{i=1}^{T_0} q'_i, \quad (2.84)$$

домножимо и поділимо праву частину (2.83) на  $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$ .

Тоді

$$\tilde{q}_m = k_{м.г.м} \tilde{q}'_m \frac{n}{n+1} \cdot T_0. \quad (2.85)$$

Звідки

$$k_{м.г.м} = \frac{\tilde{q}_m}{\tilde{q}'_m} \cdot \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (2.86)$$

З (2.86) видно, що ніякого «метеоролого - гідравліко - морфометричного» змісту  $k_{м.г.м}$  не має, а є всього лише коефіцієнтом загальної редукції, помноженої на коефіцієнт схилової трансформації.

Якщо на основі (2.86) побудувати безрозмірний комплекс, то він буде мати вигляд

$$\frac{q_m}{q'_m} = \frac{n}{n+1} k_{м.г.м} \cdot T_0. \quad (2.87)$$

Через фізичну невизначеність  $k_{м.г.м}$  досить складно здійснити перевірку (2.87) стосовно відповідності її граничним вимогам.

В процесі аналізу начебто осторонь залишилися **формули граничної інтенсивності**, класичний варіант яких реалізована в нормативному документі СНіП 2.01.14-83 при розрахунках максимального стоку дощових паводків з малих водозборів (при  $F < 200 \text{ км}^2$ ). У звичайному, тобто у відомому вигляді формули граничної інтенсивності побудовані за трансформаційною схемою: «опади - русловий стік», замість генетично обумовленої - «опади – схиловий стік - русловий стік». У першому випадку вона має таку вихідну структуру [17, 28, 29 - 31]

$$q_m = \bar{a}_\tau \eta, \quad (2.88)$$

де  $\bar{a}_\tau$  - середня максимальна інтенсивність опадів за розрахунковий період часу  $\tau$ ;

$\eta$  - збірний коефіцієнт стоку.

Варіант (2.88) набув широкого використання в багатьох країнах світу, але головним чином при розрахунках максимального стоку з невеликих водозборів. Зокрема, на території колишнього СРСР (2.88)

увійшла до нормативного документа спочатку СН 435-72, а потім і СНіП 2.01.14-83 (в межах водозбірних площ  $F < 200 \text{ км}^2$ ), правда, в дещо іншій редакції, а саме:

$$q_m = \bar{\psi}(\tau) H_c \eta, \quad (2.89)$$

де  $\bar{\psi}(\tau)$  - ординати редукційної кривої середньої інтенсивності опадів в часі  $\tau$ , причому

$$\tau = 1.2 t_p^{1.1} + t_{cx}. \quad (2.90)$$

Іншими авторами [31] під  $\tau$  мається на увазі басейновий час добігання, рівний сумі  $t_p$  і  $t_{cx}$ , тобто

$$\tau_0 = t_p + t_{cx}, \quad (2.91)$$

де  $t_p$  - час руслового добігання;

$t_{cx}$  - час схилового добігання.

Можливий дещо інший шлях обґрунтування структури формули граничної інтенсивності. Він спирається на модель руслових ізохрон в структурі оператора «схиловий приплив - русловий стік». Розглядається при цьому два випадки: малі водозбори і розгалужені річкові системи.

Згідно [22, 32 – 35], для невеликих водозборів, які зазвичай моделюються у вигляді прямокутників, що прорізаються водотоком посередині:

а) при  $t_p < T_0$

$$Q_m = BV \int_0^{t_p} q'_t \varepsilon_t dt; \quad (2.92)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = BV \int_0^{T_0} q'_t \varepsilon_t dt, \quad (2.93)$$

де  $q'_t$  - функція припливу води зі схилів до руслової мережі[2,3]:

$$q'_t = q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (2.94)$$

$q'_m$  - максимальний модуль схилового припливу;

$T_0$  - тривалість схилового припливу.

Проінтегруємо (2.94) по  $T_0$

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = q'_m \frac{n}{n+1} T_0 \quad (2.95)$$

Звідки

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m \quad (2.96)$$

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

$Y_m$  - шар стоку за паводок.

З урахуванням (2.96) рівняння (2.94) набуде вигляду

$$q'_t = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right] \quad (2.97)$$

Знайдемо наближене розв'язання (2.92) і (2.93), здійснивши осереднення функції  $\varepsilon_t$ , відповідно, по  $t_p$  і  $T_0$ :

а) при  $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{сносм} = BV \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} Y_m \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \bar{\varepsilon}_{t_p}; \quad (2.98)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{сносм} = BV Y_m \bar{\varepsilon}_{T_0}. \quad (2.99)$$

Для переходу від наближених розв'язків (2.98) і (2.99) до вихідних (2.92) і (2.93) введемо перехідні коефіцієнти  $k_\varepsilon = \frac{Q_m}{(Q_m)_{сносм}}$ . Тоді:

а) при  $t_p < T_0$

$$Q_m = BV \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} Y_m \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F; \quad (2.100)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = BV Y_m \varepsilon_F, \quad (2.101)$$

де  $\varepsilon_F = k_\varepsilon \cdot \bar{\varepsilon}_{t_p}$  (при  $t_p < T_0$ ) и  $\varepsilon_F = k_\varepsilon \cdot \bar{\varepsilon}_{T_0}$  (при  $t_p \geq T_0$ ) – коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання паводків.

Щоб від (2.100) і (2.101) перейти до модулів, розділимо їх ліві і праві частини на  $F = L \cdot B$ . Тоді:

а) при  $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] Y_m \varepsilon_F; \quad (2.102)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{1}{t_p} Y_m \varepsilon_F. \quad (2.103)$$

Визначимо верхню і нижню межі для максимального модуля  $q_m$ , взявши в першому випадку  $t_p/T_0 = 0$ , а в другому -  $T_0/t_p = 0$ , причому:

в) при  $t_p/T_0 = 0$

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m = q'_m; \quad (2.104)$$

г) при  $T_0/t_p = 0$

$$q_m = 0. \quad (2.105)$$

Звертаючись до структур (2.102) і (2.103), можна відмітити, що вони включають, окрім  $Y_m$  і  $\varepsilon_F$ , коефіцієнти:  $\frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]$  - при  $t_p < T_0$  и  $1/t_p$  - при  $t_p \geq T_0$ . При фіксованих значеннях  $T_0$  вони в основному залежатимуть від часу руслового добігання  $t_p$  і будуть визначати ступінь трансформації паводків збільшенням розмірів водозборів. Позначимо нову трансформаційну функцію розпластування як  $\tilde{\varphi} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)$ , причому:

а) при  $t_p < T_0$

$$\tilde{\varphi} \left( \frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.106)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$\tilde{\varphi} \left( \frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{1}{t_p}. \quad (2.107)$$

Очевидно також, що нова трансформаційна функція  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  є розмірною – вигляду  $1/\text{год}$ . 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 (2.106) і (2.107) на  $T_0$ . Тоді

а) при  $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} ; \quad (2.108)$$

б) при  $\frac{t_p}{T_0} < 1.0$

$$\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n+1}{n} \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (2.109)$$

в) при  $\frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$

$$\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{T_0}{t_p}; \quad (2.110)$$

г) при  $t_p \gg T_0$

$$\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0, \quad (2.111)$$

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  $t_p/T_0$  для невеликих водозборів ілюструється рис. 2.3

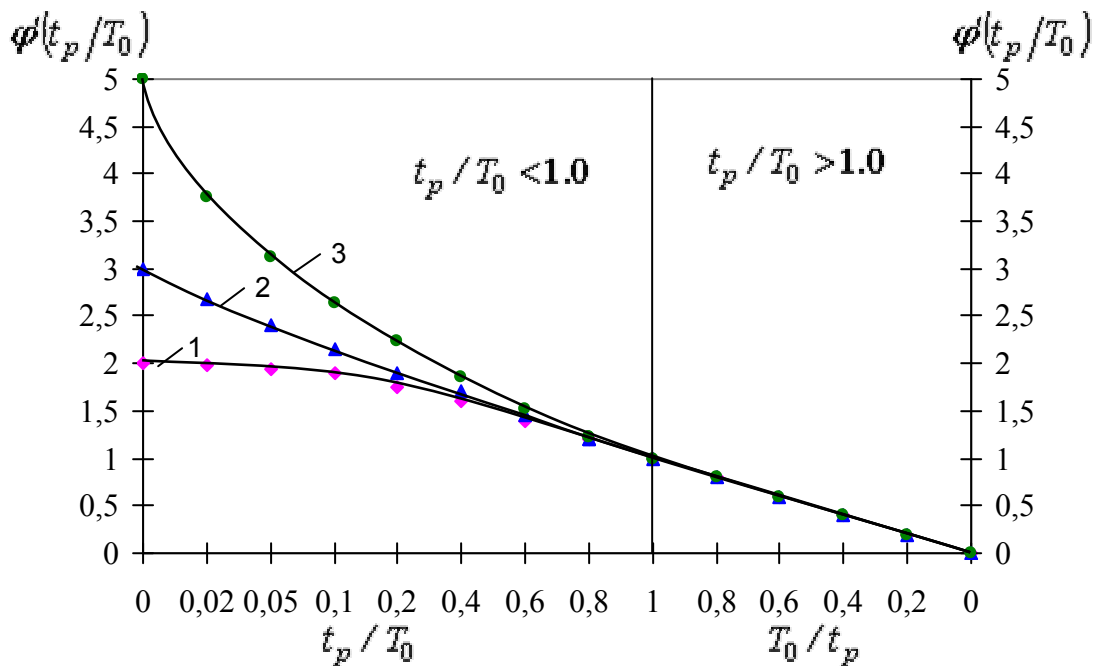


Рисунок 2.3 - Залежність нормованої функції розпластування  $\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$

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 взято однаковим: 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 нижче 0.25, але це по суті не змінює характеру функції  $\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ .

З рис. 2.3 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 наведених вище рисунків  $\tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  практично не залежать від форми графіків



припливу і співпадають з  $T_0/t_p$ . Отже, в узагальненому вигляді формулу максимального стоку можна записати так

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) Y_m \varepsilon_F \quad (2.112)$$

або

$$q_m = \tilde{\varphi}'\left(\frac{t_p}{T_0}\right) Y_m \varepsilon_F T_0. \quad (2.113)$$

За своєю структурою (2.112) фактично співпадає з формулою граничної інтенсивності. Дійсно, у разі, коли добові опади рівні їх кількості за дощ ( $H_c = H_m$ ),  $H_m \cdot \eta = Y_m$ . Тоді (2.89) набере вигляду

$$q_m = \bar{\psi}(\tau) Y_m. \quad (2.114)$$

Порівняння (2.112) і (2.114) показує, що крива редукції опадів  $\bar{\psi}(\tau)$  виконує те ж фізичне навантаження, що й вираз  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F$ , тобто

$$\bar{\psi}(\tau) = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F. \quad (2.115)$$

Отже, неправомірне використання кривої редукції замість трансформаційної функції розпластування  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  посилюється ще і тим, що  $\bar{\psi}(\tau)$ , у прихованому вигляді (через розрахункову тривалість  $\tau$ ), враховує і русло - заплавне регулювання.

Якщо звернутися до базової («класичної») структури формули граничної інтенсивності (2.89), то з урахуванням (2.115) її можна записати в редакції

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) H_m \eta \varepsilon_F. \quad (2.116)$$

Але й у такому вигляді вона може застосовуватися тільки для розрахунку поверхневої складової. Щоб отримати максимальну ординату сумарного паводкового максимуму стоку, необхідно (2.116) доповнити величиною передпаводкового модуля стоку  $q_{\delta}$ , тобто

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) H_m \eta \varepsilon_F + q_{\delta}. \quad (2.117)$$

Формули (2.116) і (2.117) можуть застосовуватися не тільки для нормування характеристик дощових паводків, але також і для весняних водопіль. В цьому випадку

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) (S_m + x) \eta \varepsilon_F \quad (2.118)$$

або в уточненому вигляді

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) (S_m + x) \eta \varepsilon_F + q_{\delta}, \quad (2.119)$$

де  $S_m$  - максимальні снігозапаси на початок весняного водопілля;

$x$  - кількість опадів від дати  $S_m$  до кінця водопілля.

Розглянемо більш загальну модель річкового водозбору, що є розгалуженою гідрографічною системою .

Згідно [33, 34], максимальний модуль стоку для такої моделі буде становити:

а) при  $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{1}{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.120)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{1}{t_p} \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt, \quad (2.121)$$

де  $B_t$  - функція ширини водозбору по ізохронах руслового добігання, представлена в розгортці від максимальної ширини  $B_m$ , тобто

$$B_t = B_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right]. \quad (2.122)$$

Підставимо значення  $q'_t$  і  $B_t$ , згідно рівнянь (2.94) і (2.202), а також беручи до уваги (2.96) в (2.120) і (2.121). Тоді:

а) при  $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{B_m}{B_{cp}} \frac{n+1}{n} \frac{1}{t_p \cdot T_0} Y_m \int_0^{t_p} \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right] \varepsilon_t dt; \quad (2.123)$$

б) при  $t_p > T_0$

$$q_m = \frac{B_m}{B_{cp}} \frac{n+1}{n} \frac{1}{t_p \cdot T_0} Y_m \int_0^{T_0} \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right] \varepsilon_t dt. \quad (2.124)$$

Проведемо осереднення функції  $\varepsilon_t$  у рівняннях (2.123) і (2.124) відповідно по  $t_p$  і  $T_0$ :

а) при  $t_p < T_0$

$$(q_m)_{сносч} = \frac{B_m}{B_{cp}} \frac{n+1}{n} \frac{1}{t_p \cdot T_0} Y_m \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right] dt; \quad (2.125)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$(q_m)_{\text{спост}} = \frac{B_m}{B_{\text{сеп}}} \frac{n+1}{n} \frac{1}{t_p \cdot T_0} Y_m \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right] dt. \quad (2.126)$$

Відношення  $q_m / (q_m)_{\text{спост}}$  позначимо через  $k_\varepsilon$ . Тоді після інтегрування (2.125) і (2.126) і з урахуванням того, що  $\bar{\varepsilon}_{t_p} \cdot k_\varepsilon$  і  $\bar{\varepsilon}_{T_0} \cdot k_\varepsilon$  є коефіцієнтами русло - заплавного регулювання  $\varepsilon_F$ , отримаємо базові рівняння:

а) при  $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{B_m}{B_{\text{сеп}}} \frac{m_1}{m_1+1} \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m \varepsilon_F \left[ 1 - \frac{m_1+1}{(n+1)(m_1+n+1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.127)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{B_m}{B_{\text{сеп}}} \frac{1}{t_p} Y_m \varepsilon_F \left[ 1 - \frac{n+1}{(m_1+1)(m_1+n+1)} \left( \frac{T_0}{t_p} \right)^m \right] \quad (2.128)$$

Відношення  $B_m / B_{\text{сеп}}$  можна встановити, якщо проінтегрувати (2.122) по  $t_p$ . Дійсно,

$$B_{\text{сеп}} = \frac{B_m}{t_p} \int_0^{t_p} \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right] dt = B_m \frac{m_1}{m_1+1} \quad (2.129)$$

Звідки

$$\frac{B_m}{B_{сер}} = \frac{m_1 + 1}{m_1} \quad (2.130)$$

З урахуванням (2.130):

а) при  $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m \varepsilon_F \left[ 1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.131)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{1}{t_p} Y_m \varepsilon_F \left[ \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left( \frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]. \quad (2.132)$$

Порівнюючи (2.131) і (2.132) з формулою граничної інтенсивності (2.114), приходимо до висновку, що залежно від співвідношення між  $t_p$  і  $T_0$  матимемо:

$$\bar{\psi}(\tau) = \tilde{\varphi} \left( \frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \quad (2.133)$$

де  $\tilde{\varphi} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)$  - трансформаційна функція розпластування, яка дорівнює:

а) при  $t_p < T_0$

$$\tilde{\varphi} \left( \frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[ 1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.134)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$\tilde{\varphi} \left( \frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{1}{t_p} \left[ \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left( \frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]. \quad (2.135)$$

Таким чином, як і у разі малих водозборів, ми одержуємо співпадаючі з (2.112) і (2.116) базові рівняння нового варіанта формули граничної інтенсивності для нормування характеристик максимального стоку. Для весняних водопіль можна скористатися як структурою (2.112), так і (2.119). Відзначимо також, що незалежно від розмірів водозборів, верхнє граничне значення для  $q_m$  буде дорівнювати  $\frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m$ , а нижнє -  $\frac{Y_m}{t_p}$ .

Нормована трансформаційна функція розпластування стосовно великих водозборів запишеться у вигляді:

а) при  $t_p < T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \cdot T_0 = \frac{n+1}{n} \left[ 1 - \frac{m_1+1}{(n+1)(m_1+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (2.136)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \cdot T_0 = \frac{T_0}{t_p} \left[ \frac{m_1+1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right]. \quad (2.137)$$

Верхнє граничне значення для  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ , як і у разі малих водозборів, співпадає з коефіцієнтом трансформації схилу в 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. 2.4. Від рис. 2.3 (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  $\frac{T_0}{t_p}$ .

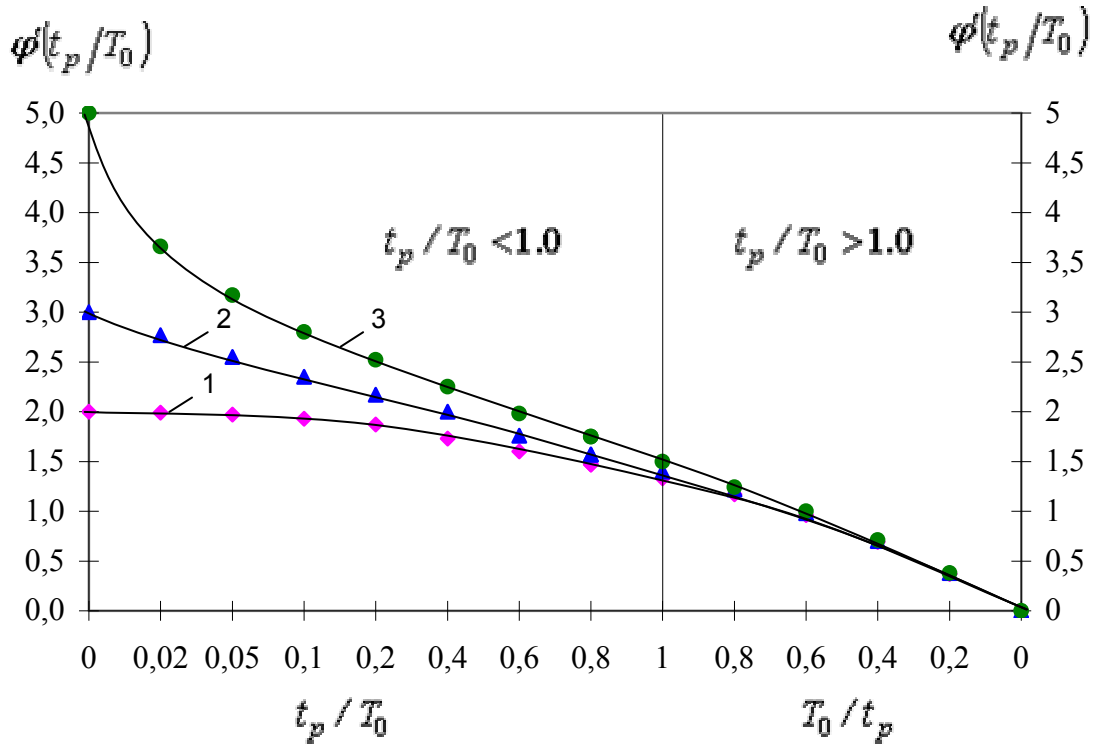


Рисунок 2.4 - Залежність нормованої функції розпластування  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  від співвідношення  $\frac{t_p}{T_0}$  (розгалужені річкові системи,  $m_1 = 1.0$ ) при  $n$ , які дорівнюють: 1 – 1.0; 2 – 0.5; 3 – 0.25

Для того, щоб мати уявлення про ступінь впливу на максимальний стік форми водозбору, 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. 2.5.

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  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0$ . За інших умов, очевидно, форма водозбору істотно впливає на  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  і нехтування в

розрахункових схемах цієї обставиною не припустимо, причому у всьому діапазоні  $t_p/T_0$ .

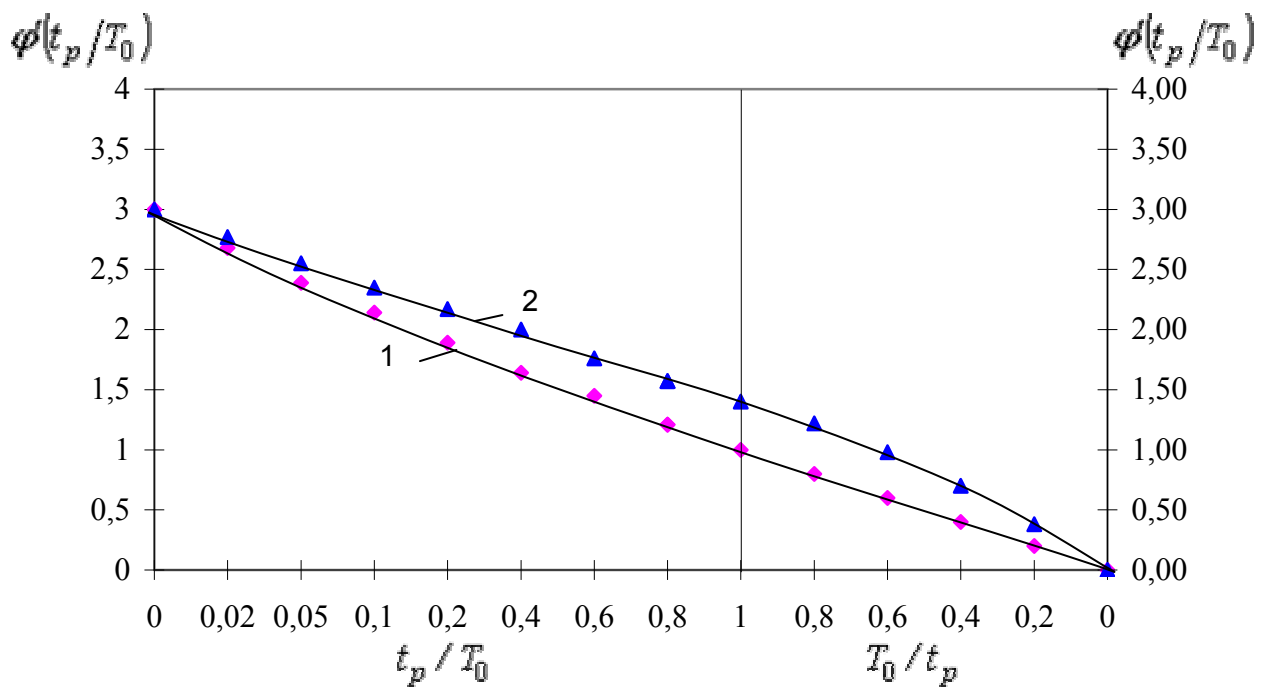


Рисунок 2.5 - Залежність нормованої функції розпластування

$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  від співвідношення  $t_p/T_0$  для: 1 – невеликих водозборів ( $n = 0.5$ )  
и 2 – для розгалужених систем ( $n = 0.5; m_1 = 1.0$ )

Тому визначення трансформаційної функції розпластування  $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  в розрахунковому рівнянні (2.112) повинно проводитися за формулами (2.134) і (2.135).

Запропоновані структури формули граничної інтенсивності від відомих відрізняються за такими ознаками:

1. Новий варіант має досить строгу теоретичну основу, оскільки в нім реалізується модель «схилувий приплив - русловий стік», а не «опад - русловий стік».

2. Обґрунтовані структури можуть бути застосовані в рівній мірі як для паводків, так і для водопіль.



3. Вони мають необмежену область застосування, щодо розмірів водозборів, тобто від окремих схилів до розгалужених річкових систем.

4. Структурна база дозволяє проводити роздільне врахування факторів схилового і руслового стоку .

5. У ній може бути реалізована і прогнозна схема, якщо замість шарів стоку використовуються опади (дощові паводки) або максимальні снігозапаси (весняна повінь).

#### **2.4 Розрахункова методика для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Прип'ять**

Аналіз концептуальних підходів до вибору можливих варіантів з наявних розрахункових схем для нормування максимальних витрат води показав, що не тільки повнота врахування основних факторів формування водопілля є обов'язковою умовою, але й структурні особливості цих схем, що дозволяють відобразити причинно-наслідкові зв'язки між основними чинниками стоку. Саме конструктивні хиби формул, заснованих на схематизації схилового і руслового гідрографів, що полягають у неможливості чіткого поділу факторів трансформації схилового припливу гідрографічною мережею на складові, унеможливають побудову на їхній базі сучасних нормативних документів в області розрахунку максимального стоку води.

З метою усунення цих та деяких інших недоліків викладеної вище науково-методичної бази в галузі максимального стоку авторами пропонується за вихідний взяти розгорнутий варіант моделі руслових ізохрон. Складовими такої моделі є гідрограф схилового припливу, функції ізохрон руслового добігання і русло-заплавного регулювання.

Реалізується вона за допомогою інтегральних рівнянь [35]:

а) при  $t_p < T_0$

$$Q_m = \int_0^{t_p} q'_t f_t \varepsilon_t dt; \quad (2.138)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \int_0^{T_0} q'_t f_t \varepsilon_t dt \quad (2.139)$$

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

$$f_t = f_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^m \right] = B_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right]. \quad (2.140)$$

Таким чином, замість (2.138) і (2.139) можна записати:

а) при  $t_p < T_0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.141)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt. \quad (2.142)$$

Замість (2.141) і (2.142) надамо їх спрощені розв'язки:

а) при  $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{cn} = V \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt; \quad (2.143)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{cn} = V \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{T_0} q'_t B_t dt. \quad (2.144)$$

Введемо позначення

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{cn}} = k_\varepsilon. \quad (2.145)$$

У цьому випадку:

а) при  $t_p < T_0$

$$Q_m = V\varepsilon_F \int_0^{t_p} q'_t B_t dt; \quad (2.146)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V\varepsilon_F \int_0^{T_0} q'_t B_t dt, \quad (2.147)$$

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

Інтегрування (2.146) і (2.147), з урахуванням (2.57) і (2.58), приводить до таких виразів:

а) при  $t_p < T_0$

$$q_m = q'_m \left[ 1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F; \quad (2.148)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[ \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left( \frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right] \varepsilon_F, \quad (2.149)$$

де  $q_m$  - максимальний модуль руслового стоку.

Очевидно, що вирази у квадратних дужках є за своєю сутністю редуційними функціями, які залежать від співвідношення  $t_p/T_0$ , форми водозборів та динаміки припливу води зі схилів до руслової мережі, зокрема:

а) при  $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (2.150)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{(n + 1)} \frac{T_0}{t_p} \left[ \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right]. \quad (2.151)$$

До (2.150) і (2.151) слід додати ще два дуже важливих варіанти її, а саме:

в)  $t_p / T_0 = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1.0. \quad (2.152)$$

г) при  $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (2.153)$$

**Аналіз параметрів розрахункової методики.** Для того, щоб мати уявлення про можливий вплив на  $\psi(t_p / T_0)$  форми гідрографів схилового припливу, здійснимо розрахунки трансформаційної функції розпластування за різних значень  $n$  (1.0; 0.5; 0.25). Результати представлені у вигляді рис. 2.6, з якого видно, що, з одного боку, функція  $\psi(t_p / T_0)$  суттєво впливає на розпластування паводкових хвиль, а з іншого, - вона залежить ще й від характеру припливу води зі схилів до руслової мережі. Особливо трансформувальні ефекти виявляються на досить невеликих водозборах (при  $t_p / T_0 < 0.5$ ), а потім поступово характер убутання функції  $\psi(t_p / T_0)$  дещо уповільнюється. Відповідним чином на трансформацію паводків і водопіль впливає також й форма водозборів. За дослідженнями [36], рівнинні річки України відзначаються  $m_1$  у межах від 2.0 (невеликі водозбори) до 0.5 (розгалужені річкові системи). На рис. 2.7 наведені модельні криві  $\psi(t_p / T_0)$  за різних значень  $m_1$  у рівнянні (2.140).

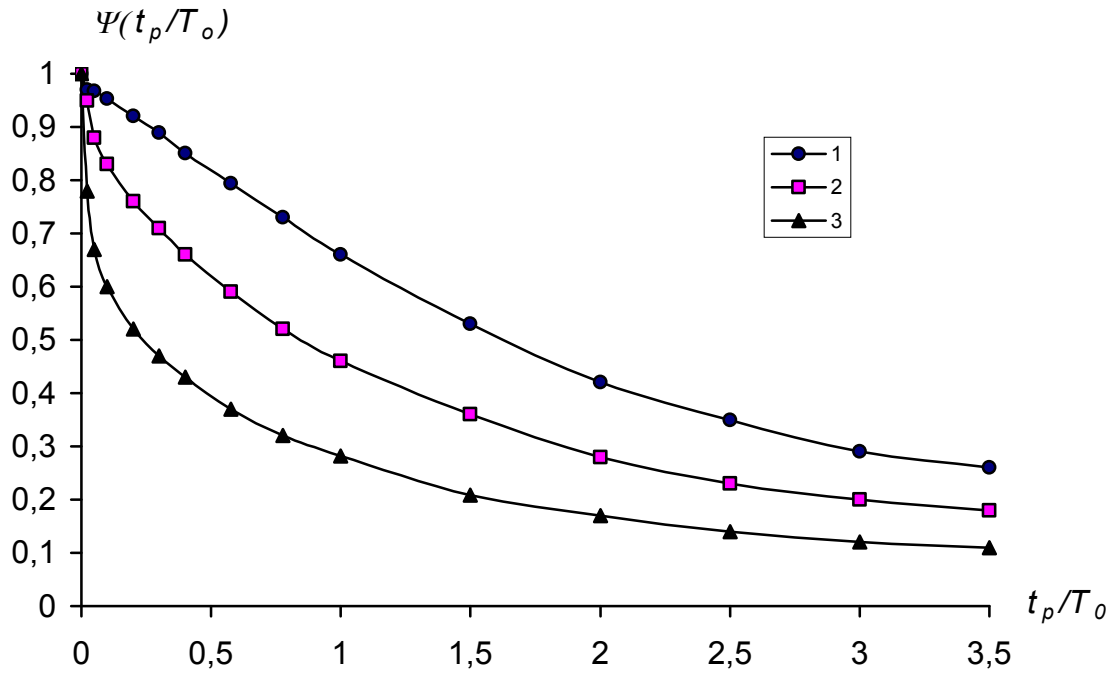


Рисунок 2.6 - Залежність трансформаційної функції розпластування від співвідношення  $t_p / T_0$  (при  $m_l=1.0$ ): 1)  $n = 1.0$ ; 2)  $n = 0.5$ ; 3)  $n = 0.25$

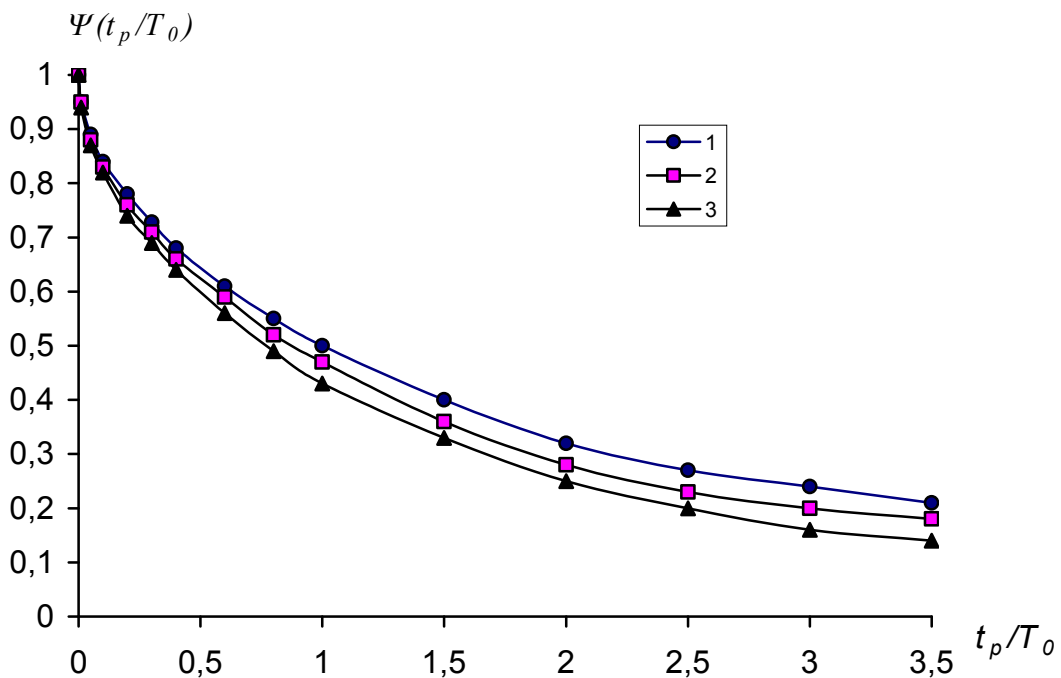


Рисунок 2.7- Залежність трансформаційної функції розпластування від співвідношення  $t_p / T_0$  (при  $n=1.0$ ): 1)  $m_l = 0.5$ ; 2)  $m_l = 1.0$ ; 3)  $m_l = 2.0$

На його основі можна зробити висновок про те, що  $\psi(t_p/T_0)$  майже в усьому діапазоні  $t_p/T_0$  від  $m$  залежить незначно. І взагалі, без великих похибок, особливо при  $t_p/T_0 < 1.0$ , можна брати  $m_I=1.0$ , завдяки чому суттєво спрощується розрахунок функції  $\psi(t_p/T_0)$ . Узагальнюючи (2.148) і (2.149), з урахуванням (2.150)-(2.153) розрахункова структура для нормування характеристик максимального стоку набуде вигляду:

$$q_m = q'_m \psi(t_p/T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (2.154)$$

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

$q'_m$  - максимальний модуль схилового припливу, який виходячи з(2.57), дорівнює

$$q'_m = k_p \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} y_m, \quad (2.155)$$

$k_p$  - коефіцієнт розмірності;

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

$T_0$  - тривалість схилового припливу;

$Y_m$  - загальний шар припливу.

Також можливий варіант розрахунку  $q'_m$  з використанням даних про снігозапаси:

$$q'_m = k_p \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + X)_{1\%}, \quad (2.156)$$

де  $S_m$  - максимальні снігозапаси на початок весняного водопілля;

$X$  - кількість опадів від дати  $S_m$  до кінця водопілля.

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 [37, 38, 23]. Необхідно дещо зупинитися на коефіцієнті русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$ . Якихось спеціальних спостережень за цим трансформувальним параметром в системі гідрологічних вимірювань на річках не проводиться. Тому пропонується визначити його зворотним шляхом з (2.154), тобто

$$\varepsilon_F = \left( \frac{q_m}{q'_m} \right) / \left[ \psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right) \cdot r \right]. \quad (2.157)$$

Якщо вдається просторово узагальнити  $q_m/q'_m$  в залежності від розміру водозборів, то (2.156) матиме вигляд

$$\varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} / \left[ \psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right) \cdot r \right]. \quad (2.158)$$

У розрахункових побудованнях  $\varepsilon_F$  надається у табличній або аналітичній формі з одним входом, а саме – площею водозбору  $F$ .

**Висновки.** Аналітичний огляд сучасної нормативної бази в галузі максимального стоку, яка використовується до цього часу й в Україні, свідчить про суттєві теоретичні і методичні її недоліки. Авторами замість напівемпіричних формул редукційного типу і граничної інтенсивності пропонується більш досконала у теоретичному відношенні розрахункова база, яка ґрунтується на моделі руслових ізохрон. Її переваги, порівняно з формулами діючих нормативних документів, полягають у такому:

1. Формула (2.154) є загальною як для весняних водопіль, так і для дощових паводків.
2. Вона поширюється на водозбори будь-яких розмірів – від окремих схилів і невеликих річок до розгалужених річкових систем.

3. Нова методична база відкриває перспективи для врахування місцевих факторів (зокрема, залісеності, заболоченості, закарстованості та озерності) не через збірні параметри, а шляхом включення їх складовими до тих чи інших характеристик (шарів стоку, тривалості схилового припливу та ін.) на відповідних етапах формування максимального стоку.

4. Структурне рівняння (2.154) спирається на розрахункові параметри, стосовно яких в Україні запропоновані надійні і теоретично обґрунтовані методичні підходи до їх визначення і нормування.

Таким чином, є усі підстави для того, щоб викладену розрахункову методику можна було розглядати як теоретичну базу для створення нового нормативного документа для визначення характеристик максимального стоку річок України, і зокрема, басейну р. Прип'ять.



## **3 СТАТИСТИЧНА ОБРОБКА ТА ПРОСТОРОВЕ УЗАГАЛЬНЕННЯ СТОКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.ПРИП'ЯТЬ**

### **3.1 Обґрунтування науково-методичної бази для статистичної обробки часових рядів шарів стоку і витрат води весняного водопілля**

Статистичні методи займають важливе місце при вирішенні багатьох задач і в першу чергу в галузі розрахунку характеристик максимального стоку. Враховуючи те, що у нашому розпорядженні у більшості випадків наявними є досить короткі часові ряди, поширене використання знайшли статистичні оцінки вибіркового параметрів розподілу. Інша особливість використання статистичних методів полягає в тому, що дуже часто, навіть за коротких часових рядів, наявні з них відзначаються неоднорідністю. А неврахування цих обставин може призвести до формального використання статистичних методів. Крім перелічених обмежень, слід мати на увазі й те, що гідрологічні ряди не завжди є чисто випадковими. Завдяки циклічності коливань у часових рядах відбувається порушення принципу випадковості. Тому наведені міркування необхідно брати до уваги, коли йдеться про використання статистичних методів у гідрології.

#### **3.1.1 Критерії однорідності часових рядів**

У випадках, коли у розпорядженні дослідника є порівняно короткі ряди спостережень, найчастіше використовується критерій Стюдента. Але за його допомогою оцінюється однорідність рядів, котрі характеризуються досить близькими значеннями дисперсій. Сам же критерій записується у вигляді [39]

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

де  $\bar{y}$  і  $\bar{x}$  - середні значення двох рядів, що аналізуються на однорідність;

$\sigma_x^2$ ;  $\sigma_y^2$  - дисперсії вихідних рядів;

$n_x$ ;  $n_y$  - довжина порівнюваних рядів.

Цей критерій підкоряється розподілу Стюдента з числом степенів вільності  $k = n_x + n_y - 2$ . За нульову гіпотезу береться умова, що  $\bar{y} = \bar{x}$ . Критична область статистики Стюдента при  $q\%$  рівні значущості є областю великих абсолютних значень  $|t| > tq, k$ .

Для перевірки гіпотези однорідності дисперсій найчастіше використовується критерій Фішера F [39]

$$F = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_y^2}, \quad (3.2)$$

де  $\sigma_x^2$  і  $\sigma_y^2$  - дисперсії досліджуваних рядів.

Зауважимо, що у чисельнику використовується більше значення дисперсії з двох досліджуваних рядів. Функція Фішера залежить від числа ступенів вільності  $k_1 = n_x - 1$  і  $k_2 = n_y - 1$ , де  $n_x$  і  $n_y$  - довжина досліджуваних рядів.

Необхідно звернути увагу ще й на те, що використання критеріїв однорідності при розрахунках максимального стоку стосується не двох часових рядів, а кожного з рядів окремо. Технічно це досягається за допомогою поділу кожної вибірки на дві частини довжиною  $n_x$  і  $n_y$ . Ось саме ці половинки і перевіряються на однорідність. Очевидно, що перевірки у такий спосіб підлягають доволі тривалі ряди (бажано не менше 40 членів).

### 3.1.2 Методи визначення оцінок статистичних параметрів розподілу часових рядів максимального стоку

При вирішенні гідрологічних задач використовуються такі методи визначення оцінок параметрів розподілу:

- 1) моментів;
- 2) найбільшої правдоподібності;
- 3) графо-аналітичний (квантилів).

Найбільше поширення у гідрології має метод моментів, у якому розрізняють початкові, центральні і абсолютні моменти. Початковим моментом  $s$ -го порядку для дискретної випадкової величини є математичне сподівання

$$\alpha_s = \sum_{i=1}^n x_i^s p_i, \quad (3.3)$$

де  $\alpha_s$  - початковий момент  $s$ -го порядку;

$x_i$  - ознака розподілу;

$p_i$  - ймовірність перевищення випадкової величини.

При  $s = 1$  і ймовірності кожного значення випадкової величини один раз в експерименті

$$\alpha_1 = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad (3.4)$$

де  $\bar{x}$  - середньоарифметичне значення випадкової величини.

Центральним моментом  $s$ -го порядку для дискретної випадкової величини є математичне сподівання

$$\beta_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^s, \quad (3.5)$$

де  $\beta_s$  - центральний момент s-го порядку.

Практичного використання в гідрології набули другий та третій центральні моменти. Перший відповідає умові, що  $s = 2$ , і тоді

$$\beta_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = D_x, \quad (3.6)$$

а другий за умови, що  $s = 3$ , тобто

$$\beta_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3, \quad (3.7)$$

де  $D_x$  - дисперсія випадкової величини.

Корінь квадратний з дисперсії має назву середньоквадратичного відхилення або стандарту  $\sigma_x$ , тобто

$$\sigma_x = \sqrt{D_x} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (3.8)$$

Для врахування систематичного зміщення оцінки  $\sigma_x$  у (3.8) вводиться поправка

$$\delta = \sqrt{\frac{n}{n-1}}. \quad (3.9)$$

Тому

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}. \quad (3.10)$$

Другий центральний момент є мірою розсіювання випадкової величини  $X$  навколо середнього арифметичного значення. Для порівняння між собою ступеня розсіювання  $x$  використовується безрозмірний або нормований стандарт

$$C_v = \frac{\sigma_x}{x} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n - 1}}, \quad (3.11)$$

де  $C_v$  - коефіцієнт варіації;

$k_i = \frac{x_i}{x}$  - модульний коефіцієнт.

Нормований третій центральний момент  $\beta_3$  відносно  $\sigma_x^3$  одержав назву коефіцієнта асиметрії  $C_s$ , тобто

$$C_s = \frac{\beta_3}{\sigma_x^3} = \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{nC_v^3}. \quad (3.12)$$

У нормативному документі СНіП 2.01.14-83 [17] рекомендується для врахування зміщення оцінки  $C_s$  при коротких рядах вводити поправку

$$\delta = \frac{n^2}{(n-1)(n-2)}. \quad (3.13)$$

Тоді (3.12) набуває вигляду

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3 / C_v^3. \quad (3.14)$$

Недоліки методу моментів при статистичній обробці часових рядів максимального стоку полягають, головним чином, у протиріччях, які стосуються того, що найбільший внесок у параметри мають визначні характеристики паводків і водопіль у той час, коли вони вимірюються з найменшою точністю. Ось чому заслуговує на увагу метод найбільшої правдоподібності. У ньому найбільший внесок до вибіркового значень випадкових величин мають ті з них, які відповідають найбільшим ймовірностям. Ці властивості методу найбільшої правдоподібності у більшій мірі стосуються досить асиметричних розподілів. У практику гідрологічних розрахунків його ввели С.Н.Крицький і М.Ф.Менкель [40], а удосконалив метод Є.Г.Блохінов [39]. Оцінки параметрів, що розраховані за цим методом, рекомендується використовувати при застосуванні трипараметричного гама-розподілу. Попередньо визначаються допоміжні статистики  $\lambda_2$  і  $\lambda_3$ , причому,

$$\lambda_2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \lg k_i, \quad (3.15)$$

а

$$\lambda_3 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n k_i \lg k_i. \quad (3.16)$$

Розрахунковий коефіцієнт варіації  $C_v$  і співвідношення  $C_s/C_v$  визначаються за допомогою спеціальних номограм  $C_v$ ,  $C_s/C_v = f(\lambda_2; \lambda_3)$ . Незміщені оцінки статистичних параметрів  $C_v$  і  $C_s$ , визначені за допомогою методів найбільшої правдоподібності і моментів, СНіП 2.01.14-83 рекомендує розраховувати за формулами:

$$C_v = (a_1 + a_2/n) + (a_3 + a_4/n)\tilde{C}_v + (a_5 + a_6/n)\tilde{C}_v^2; \quad (3.17)$$

$$C_s = (b_1 + b_2/n) + (b_3 + b_4/n)\tilde{C}_s + (b_5 + b_6/n)\tilde{C}_s^2, \quad (3.18)$$

де  $a_1, \dots, a_6$  і  $b_1, \dots, b_6$  - коефіцієнти, які визначаються в залежності від коефіцієнтів автокореляції  $r(1)$ ;

$\tilde{C}_v$  і  $\tilde{C}_s$  - вибіркові (зміщені) оцінки коефіцієнтів варіації і асиметрії.

Графоаналітичний метод визначення статистичних параметрів розподілу полягає у побудуванні емпіричних кривих і зняття з них опорних ординат  $x_5$ ,  $x_{50}$  і  $x_{95}$ , які відповідають забезпеченостям  $P=5$ ; 50 і 95%.

Спочатку розраховується коефіцієнт скошеності  $S$

$$S = \frac{x_5 + x_{95} - 2x_{50}}{x_5 - x_{95}}. \quad (3.19)$$

За допомогою  $S$ , з використанням спеціальних таблиць, визначається шукане значення  $C_s = f(S)$ .

Потім обчислюється середнє квадратичне відхилення  $\sigma_x$

$$\sigma_x = \frac{x_5 - x_{95}}{\Phi_5 - \Phi_{95}}, \quad (3.20)$$

де  $\Phi_5$  і  $\Phi_{95}$  - нормовані ординати біноміальної кривої розподілу при  $P = 5$  і 95%. Для знаходження середнього арифметичного значення ряду використовується рівняння

$$\bar{x} = x_{50} - \sigma_x \Phi_{50}, \quad (3.21)$$

де  $\Phi_{50}$  - нормована ордината біноміального розподілу при  $P = 50\%$ . Щодо коефіцієнта варіації  $C_v$ , то він дорівнює

$$C_v = \frac{\sigma_x}{\bar{x}} = \frac{x_5 - x_{95}}{(\Phi_5 - \Phi_{95})(x_{50} - \sigma_x \Phi_{50})}. \quad (3.22)$$

Важливе місце при використанні методу моментів належить оцінці надійності їх визначення. При порівняно невеликих значеннях коефіцієнтів автокореляції  $r(1)$

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1+r}{1-r}}, \% \quad (3.23)$$

де  $r$  - коефіцієнт кореляції між суміжними членами рядів.

Випадкові середні квадратичні похибки коефіцієнтів варіації  $\sigma_{C_v}$  при  $C_s = 2C_v$  визначаються за залежністю:

$$\sigma_{C_v} = \frac{100}{n + 4C_v^2} \sqrt{\frac{n(1 + C_v^2)}{2} \left( 1 + \frac{3C_v^2 r}{1+r} \right)}, \% \quad (3.24)$$

За відсутності внутрішньорядних залежностей, коли  $r \cong 0$ ,  $\sigma_{C_v}$  можна розраховувати за більш спрощеною формулою, аніж (3.24)

$$\sigma_{C_v} = \frac{100}{\sqrt{2n}} \sqrt{1 + C_v^2}, \% \quad (3.25)$$

Якщо статистичні параметри визначаються за допомогою методу найбільшої правдоподібності, то  $\sigma_{C_v}$  визначається за формулою

$$\sigma_{C_v} = \frac{100}{\sqrt{2n}} \sqrt{\frac{3}{3 + C_v^2}}, \% \quad (3.26)$$

На основі матеріалів статистичного моделювання для рядів, які характеризуються відсутністю автокореляції, а  $C_s = 2C_v$ , А.Ш.Резніковський [41] пропонує середньоквадратичну похибку  $\sigma_{C_s}$  розрахувати за виразом



$$\sigma_{C_s} = \frac{1}{C_s} \sqrt{\frac{6}{n} (1 + C_v^2)} \quad (3.27)$$

Середньоквадратичні похибки розрахунку ординат біноміальної кривої  $\sigma_{x_p}$  пропонується обчислювати за формулою Є.Г.Блохінова [39]

$$\sigma_{x_p} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} \sqrt{k_p^2 + \frac{1 + C_v^2}{2} \left( \frac{\Delta k_p}{\Delta C_v} \right)^2}, \quad (3.28)$$

де  $k_p$  - табличне значення модульного коефіцієнта, забезпеченістю  $P\%$ ;

$\frac{\Delta k_p}{\Delta C_v}$  - визначається за допомогою таблиць біноміального розподілу

при  $C_s = 2C_v$ .

### 3.1.3 Науково-методична база для статистичної обробки часових рядів максимального стоку

Передумовою до статистичного аналізу часових рядів характеристик максимального стоку є перевірка їх на однорідність. Для чого використовуються критерії однорідності середніх Стьюдента (3.1) та дисперсії Фішера (3.2). Досить корисним є аналіз циклічності у рядах максимальних шарів стоку і витрат води. З цією метою пропонується побудова хронологічних графіків зв'язку  $Y_m = f(t)$  і  $Q_m = f(t)$ . Для відокремлення від координатних складових некорельованих випадкових коливань необхідно здійснити згладжування вихідних рядів. У якості фільтра доцільно скористатись лінійним його варіантом типу [39]

$$\tilde{Y}_i = \frac{1}{T} \sum_{k=-\frac{T-1}{2}}^{\frac{T-1}{2}} Y_{i+k}, \quad (3.29)$$

де  $T$  - період згладжування, який зазвичай дорівнює трьом.

Для більш суттєвого згладжування фільтрований вираз (3.29) нами використовується двічі. Крайова інформація, з метою збереження тривалості рядів, згладжується за допомогою рівнянь [42]:

- для перших членів рядів

$$\tilde{Y}_i = \frac{1}{6}(5Y_1 + 2Y_2 - Y_3); \quad (3.30)$$

- для останніх членів рядів

$$\tilde{Y}_i = \frac{1}{6}(5Y_n + 2Y_{n-1} - Y_{n-2}). \quad (3.31)$$

За допомогою графіків  $\tilde{Y}_i = f(x)$  вдається виявити характер і тенденції у багаторічних коливаннях шарів стоку і витрат води.

Другим етапом у статистичному аналізі часових рядів є визначення оцінок розподілу:  $\bar{Y}$ ,  $C_v$ ,  $C_s$  (або  $C_s/C_v$ ) та коефіцієнтів автокореляції  $r(1)$ . Розрахунки  $\bar{Y}$ ,  $C_v$  і  $C_s$  (або  $C_s/C_v$ ) здійснюються за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності, використовуючи формули (3.4), (3.11) та (3.14) – у методі моментів, або (3.15) і (3.16) – у методі найбільшої правдоподібності. Щодо коефіцієнта автокореляції  $r(1)$ , то він розраховується за формулою [17]

$$r(1) = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (y_i - \bar{y}_1)(y_{i+1} - \bar{y}_2)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-1} (y_i - \bar{y}_1) \sum_{i=2}^n (y_i - \bar{y}_2)}}, \quad (3.32)$$

$$\text{де } \bar{y}_1 = \left( \sum_{i=1}^{n-1} y_i \right) / (n-1); \quad \bar{y}_2 = \left( \sum_{i=2}^n y_i \right) / (n-1) \quad (3.33)$$

Після розрахунку  $r(1)$ , використовуючи (3.17) і (3.18), обчислюються незміщені оцінки  $C_v$  і  $C_s$ .

Середньоквадратичні похибки розрахованих параметрів  $\sigma_{\bar{y}}$ ,  $\sigma_{C_v}$  і  $\sigma_{C_s}$  визначаються за допомогою формул (3.23), (3.25) або (3.26) та (3.27). Якщо вони задовольняють допустиму точність (середнє - близько 5-10%, а коефіцієнт варіації – 10-15%), то такі часові ряди можна використовувати як базові для встановлення статистичних параметрів.

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

$$Y_P = \bar{Y} (1 + C_v \Phi_{P, C_s}), \quad (3.34)$$

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

$\bar{Y}$  - середнє арифметичне значення ряду;

$C_v$  - коефіцієнт варіації (незміщений);

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

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

$$Y_P = \bar{Y} k_P, \quad (3.35)$$

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  $\lambda_2$  і  $\lambda_3$

визначити параметр  $C_v$  і співвідношення  $C_s/C_v$ . Тоді доцільно побудувати залежність між моментними ( $C_{v_m}$ ) і правдоподібними ( $C_{v_\lambda}$ ) оцінками коефіцієнтів варіації і на її основі визначити пошукові величини  $k_p$ . Середньоквадратичні похибки  $\sigma_{y_p}$  розраховуються на базі формули (3.28).

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

- стосовно шарів стоку

$$\lambda_p = Y_p / Y_{1\%}; \quad (3.36)$$

стосовно витрат води

$$\lambda_p = Q_p / Q_{1\%} \quad (3.37)$$

Для визначення  $\lambda_p$  будуються залежності  $Y_p = f(Y_{1\%})$  або  $Q_p = f(Q_{1\%})$  для  $P=3, 5, 10, 20 \%$ . З (3.36) і (3.37) очевидно, що  $\lambda_p$  є тангенси кутів нахилу до осі абсцис. За одержаними  $\lambda_p$  складається допоміжна таблиця з одним входом до неї -  $P\%$ .

Використовуючи цю таблицю, за опорними значеннями  $Y_{1\%}$  або  $Q_{1\%}$  можна розрахувати шукані величини  $Y_p$  і  $Q_p$ , зокрема,

$$Y_p = Y_{1\%} \cdot \lambda_p, \quad (3.38)$$

а

$$Q_p = Q_{1\%} \cdot \lambda_p \quad (3.39)$$

На цьому статистичну розробку часових рядів шарів стоку чи витрат води можна вважати закінченою.

### **3.2 Аналіз однорідності і циклічності рядів весняного водопілля в басейні р. Прип'ять**

У відповідності з науково-методичними рекомендаціями, наведеними в попередньому розділі, першим етапом статистичної обробки вихідної інформації щодо максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять є оцінка її однорідності. Для аналізу були використані дані постів з періодом спостережень більше 40 років, а результати наведені в табл.3.1. Як видно з цієї таблиці, неоднорідними виявилися найбільш тривалі ряди спостережень, які відносяться до української частини басейну і по яких в нашому розпорядженні є дані до 2010 року включно. Якщо встановлено, що ряди неоднорідні, то виникає необхідність проаналізувати хронологічний хід стоку в цих рядах з метою виявлення можливих трендів, тобто спрямованих тенденцій в бік збільшення або зменшення стоку. З цією метою були побудовані хронологічні графіки ходу максимального стоку весняного водопілля, які представлені у вигляді згладжених за допомогою лінійного фільтру модульних коефіцієнтів (рис.3.1 – 3.5) та визначені коефіцієнти кореляції лінійних трендів. Аналізуючи рисунки 3.1 - 3.3, можна відмітити, що на досліджуваних річках Українського Полісся (рр. Случ, Стир, Ірша) спостерігається від'ємний тренд з досить високими коефіцієнтами кореляції – від 0,53 до 0,68. З іншого боку, на річках Білоруського Полісся (рр. Прип'ять, Горинь, Птич та ін.) – тренд практично відсутній (рис. 3.4 –3.5). Пояснити цю ситуацію можна таким чином – вихідні дані по річках Білорусі обмежені 1980р., а до цього моменту вочевидь процес стоку на річках мав стаціонарний характер. Що ж стосується останніх років, то як же відзначалось у першому розділі, в роботах ряду авторів [7, 9-12] стверджується, що в останні десятиріччя на річках басейну Прип'яті у зв'язку з сучасними змінами регіонального клімату для періоду весняного водопілля має місце зменшення максимальних витрат води при зменшенні запасів води в сніговому покриві, починаючи з вісімдесятих років минулого сторіччя [9, 10].

Таблиця 3.1 – Оцінка однорідності часових рядів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

№ п/п	Річка-пост	n, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Ст'юдента		Висновок
				$F$	$F_{кр}$		$t$	$t_{кр}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	р.Стир - м.Луцьк	85	1%	7.42	1.92	не однор.	3.36	2.64	не однор.
			5%		2.38			не однор.	
2	р.Случ - с.Громада	80	1%	1.75	2.47	однорідн.	3.41	2.64	не однор
			5%		1.98			1.99	
3	р.Случ - м.Сарни	84	1%	2.72	2.41	не однор	0.96	2.64	однорідн
			5%		1.94			не однор	
4	р.Уж - смт Поліське	77	1%	1.23	2.51	однорідн	0.76	2.65	однорідн
			5%		2.00			1.99	
6	р.Тетерів - м.Житомир	73	1%	5.23	2.04	не однор	3.17	2.65	не однор
			5%		2.57			1.99	
7	р.Ірша - с.Українка	77	1%	2.81	2.51	не однор	2.67	2.65	не однор
			5%		2.00			не однор	
8	р.Ірпінь - с.Мостище	78	1%	9.39	2.51	не однор	3.33	2.65	не однор
			5%		2.00			не однор	
9	р.Прип'ять – смт.Турів	45	1%	1.11	3.44	однорідн	0.06	2.70	однорідн
			5%		2.50			2.02	
10	р.Прип'ять - м.Мозир	51	1%	1.05	2.93	однорідн	0.29	2.68	однорідн
			5%		2.25			2.01	

Продовження табл. 3.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
11	р.Горинь – смт Річиця (Горинь)	53	1%	1.24	2.87	однорідн	0.33	2.67	однорідн
			5%		2.21			2.01	
12	р.Случ – Новодвірці	48	1%	1.16	3.20	однорідн	0.14	2.69	однорідн
			5%		2.38			2.02	
13	р.Уборть - Красноберіжжя	51	1%	1.33	2.93	однорідн	0.09	2.68	однорідн
			5%		2.25			2.01	
14	р. Птич – с.Комаріно	47	1%	1.316	3.208	однорідн	0.727	2.696	однорідн
			5%		2.387			2.018	
15	р. Птич – с.Лучиці	48	1%	1.834	3.208	однорідн	1.16	2.696	однорідн
			5%		2.387			2.018	
16	р.Ореса – с.Верхутіно	47	1%	1.613	3.208	однорідн	1.563	2.696	однорідн
			5%		2.387			2.018	
17	р.Ореса – с. Андріївка	52	1%	1.241	2.937	однорідн	0.899	2.681	однорідн
			5%		2.251			2.011	
18	р.Вить – Борисовщина	42	1%	2.957	3.922	однорідн	1.284	2.735	однорідн
			5%		2.739			2.036	
19	р.Словечина – с.Кузьмичі	46	1%	1.552	3.446	однорідн	0.294	2.709	однорідн
			5%		2.505			2.024	
20	р.Чертеня – Некрашівка	47	1%	1.789	3.208	однорідн	1.625	2.696	однорідн
			5%		2.387			2.018	

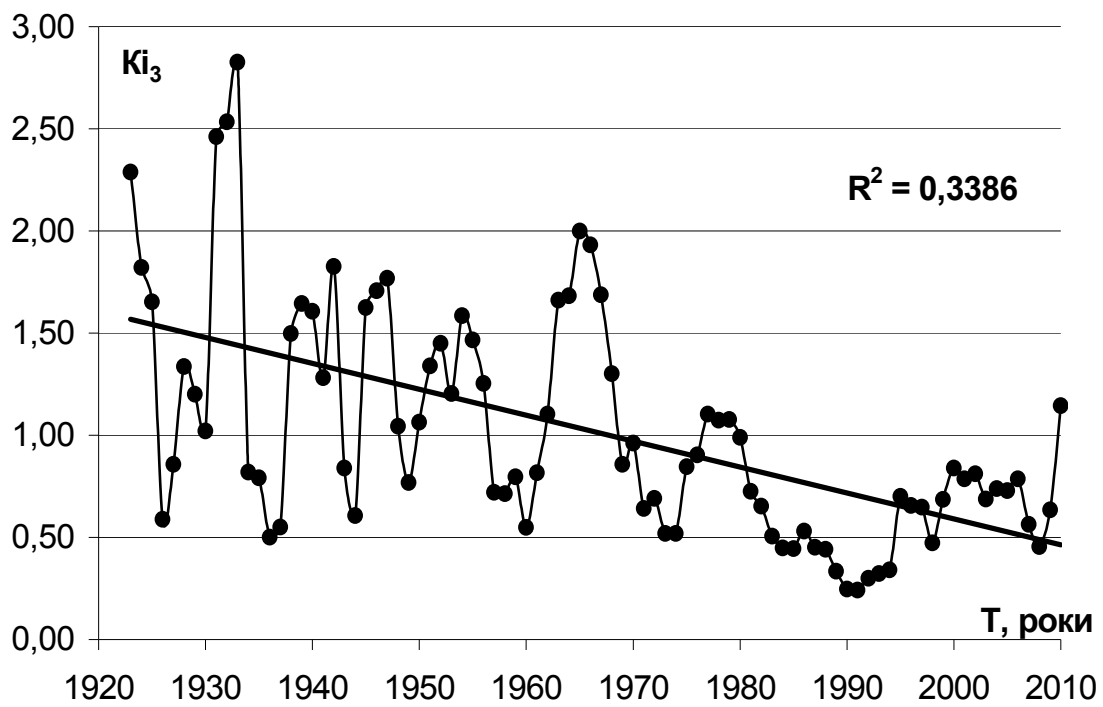


Рисунок 3.1 – Хронологічний хід максимальних витрат води весняного водопілля (р. Стир - м. Луцьк)

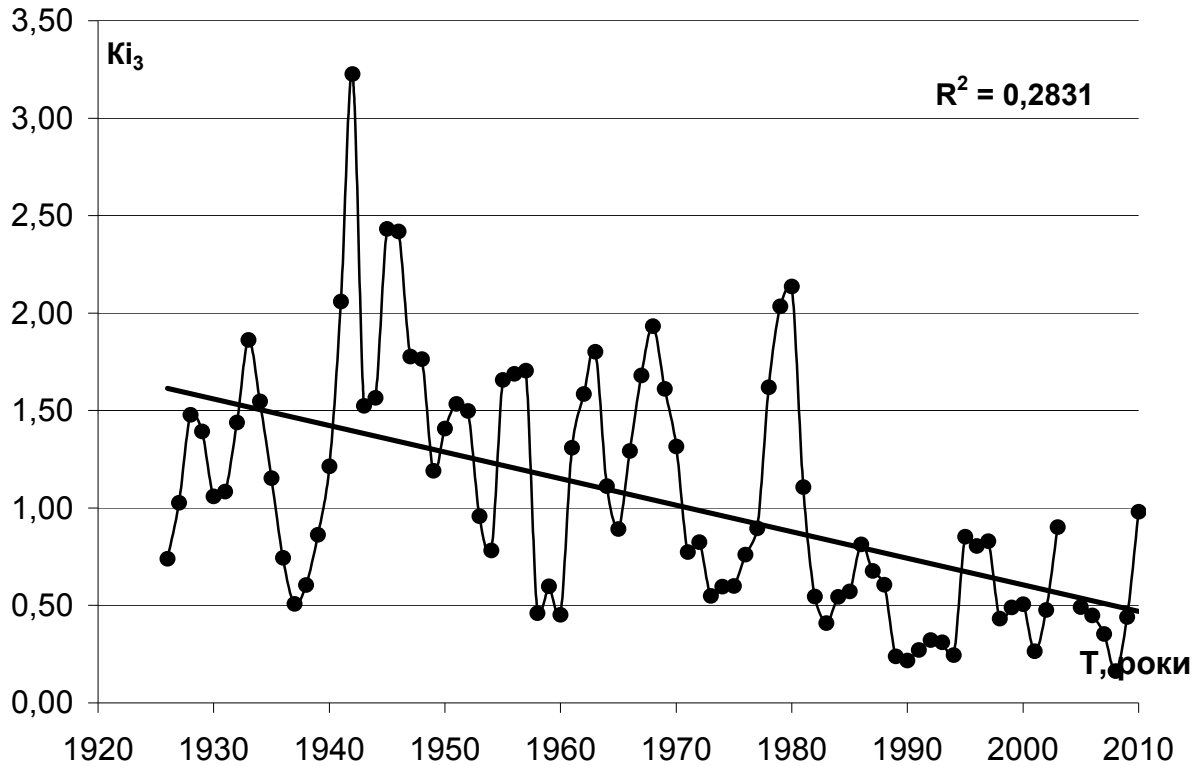


Рисунок 3.2 – Хронологічний хід максимальних витрат води весняного водопілля (р. Случ – с. Громада)



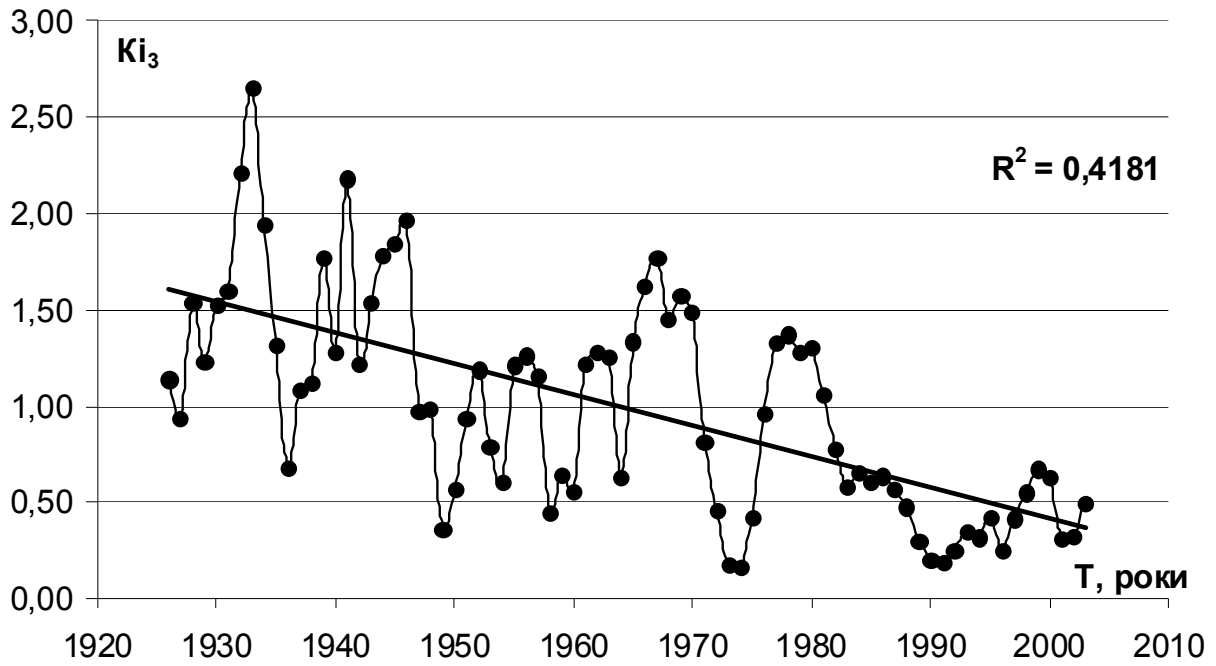


Рисунок 3.3 – Хронологічний хід максимальних витрат води весняного водопілля (р. Ірша – с. Українка)

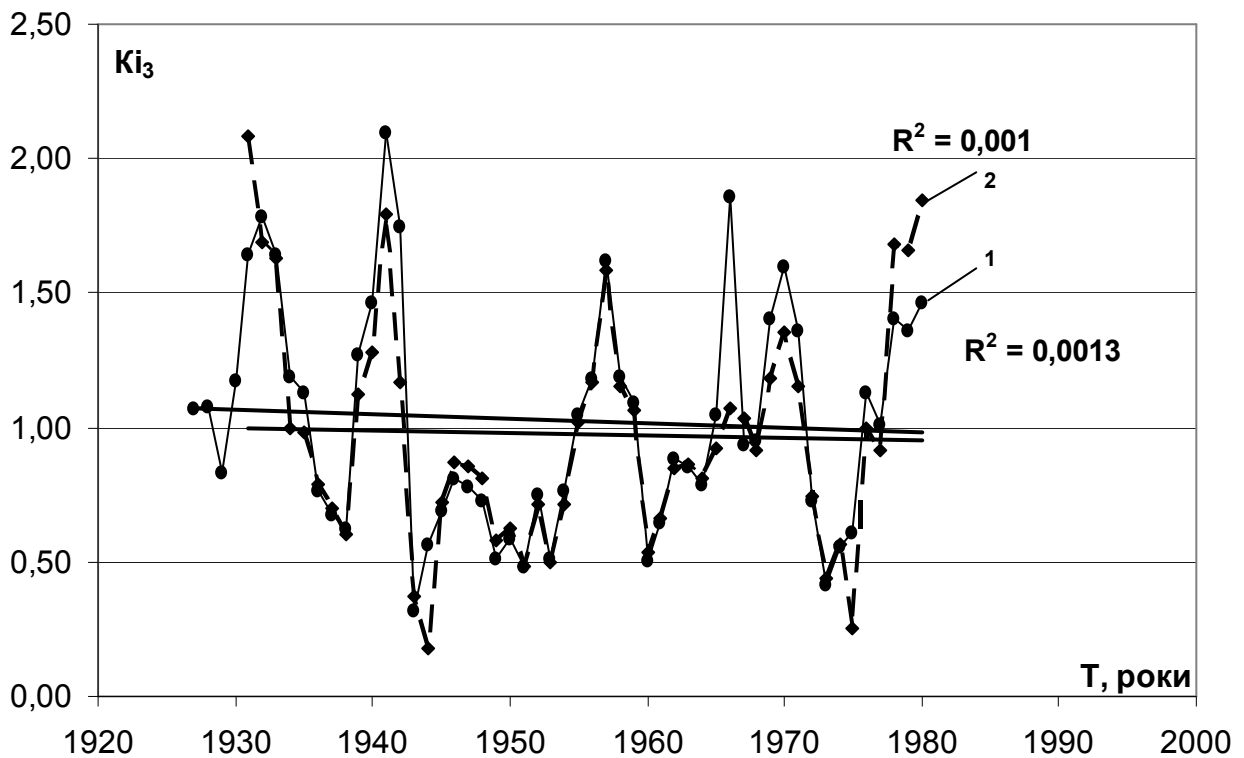


Рисунок 3.4 - Хронологічний хід максимальних витрат води весняного водопілля; ряд 1 - р. Прип'ять - с. Турів; ряд 2- р. Прип'ять - м. Мозир

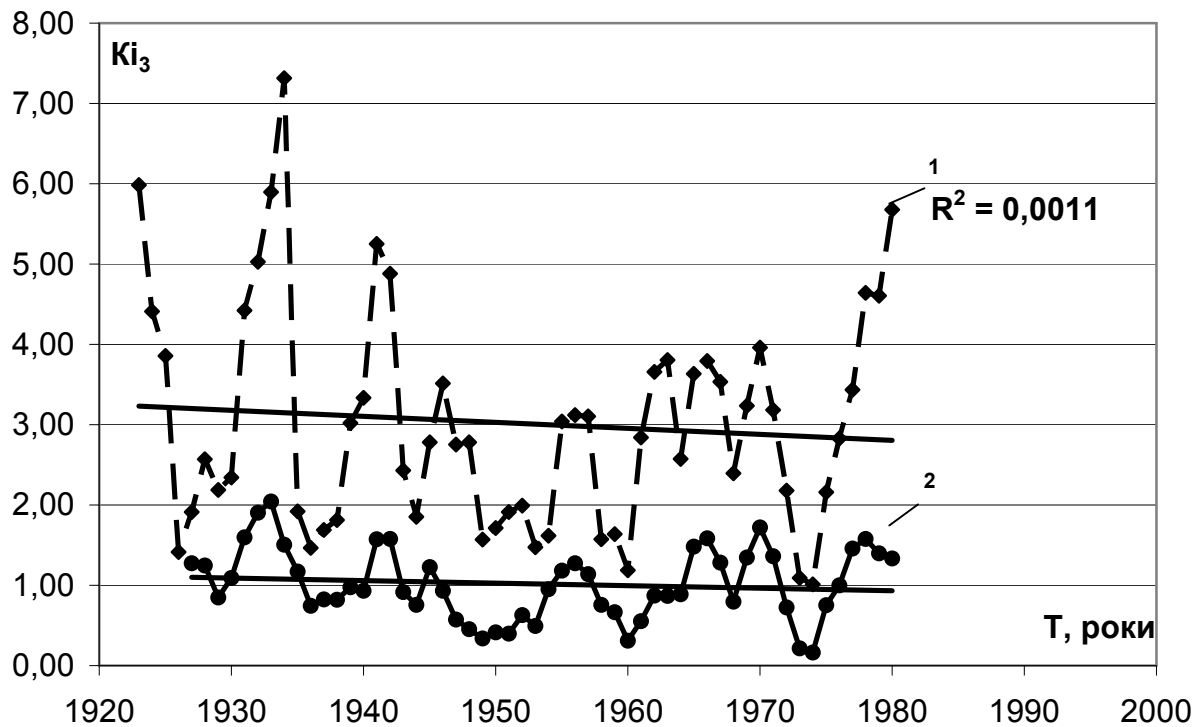


Рисунок 3.5 - Хронологічний хід максимальних витрат води весняного водопілля; ряд 1 - р. Горинь - смт. Річиця; ряд 2- р. Уборть.

Отже, коли наявність тренда встановлена, виникає питання статистичної значущості коефіцієнта кореляції і складових рівняння лінійної регресії. З цією метою формується гіпотеза щодо тісноти розглянутого зв'язку

$$H_0: r_{xy} = 0 \quad (3.40)$$

Якщо розподіл вибірових оцінок  $r_{xy}$  задовольняє нормальний розподіл (що правильно при  $n > 30$ ), то для перевірки нульової гіпотези в якості критерію можна використовувати статистику

$$t = \frac{r_{xy}}{\sqrt{\sigma_{r_{xy}}^2}}, \quad (3.41)$$

розподіл якої підкоряється розподілу Стьюдента [42].

Значення  $t$  визначалися за вибірковими оцінками коефіцієнта кореляції  $\tilde{r}_{xy}$  і його стандарту  $S_r$

$$\tilde{t} = \frac{|r_{xy}|}{S_r} \quad (3.42)$$

і порівнювались з критичними  $t_{kp}$ , котрі залежать від числа степенів вільності  $\nu = n - 1$  і рівня значущості. При  $t < t_{kp}$  нульова гіпотеза приймається, а при  $t > t_{kp}$  - відхиляється, тобто значення коефіцієнтів кореляції визнаються статистично значущими.

При невеликих  $n$  і високих значеннях  $\tilde{r}_{xy}$  оцінка статистичної значущості  $\tilde{r}_{xy}$  виконується за допомогою z-перетворення Фішера[42], тобто оцінюється не величина безпосередньо, а статистика  $\tilde{z}$ . Якщо  $\tilde{z}$  значуще, то і коефіцієнт кореляції є значущою величиною.

Для прикладу розглянемо значущість коефіцієнта кореляції тренда, який отримано для р.Стир – м.Луцьк. Як показано на рис.3.1, коефіцієнт кореляції  $r_{xy}$  дорівнює 0.58. Спочатку визначається стандарт коефіцієнта кореляції:

$$\tilde{\sigma}_r = S_r = \frac{1 - \tilde{r}_{xy}}{\sqrt{n - 1}} = \frac{1 - 0.339}{\sqrt{84}} = 0.072.$$

За формулою (3.42) далі розраховується статистика  $t$

$$\tilde{t}_r = \frac{|r_{xy}|}{S_r} = \frac{0.58}{0.072} = 8.056.$$

Одержане значення статистики  $\tilde{t}_r$  порівнюється з критичним значенням  $t_{kp}$ , котре при числі степенів вільності  $\nu = n - 1 = 85 - 1 = 84$  і

рівні значущості 5% дорівнює 1.67. Для ряду р.Стир – м.Луцьк  $\tilde{t}_r = 8.056 > 1.67$ , тобто коефіцієнт кореляції значущий. Аналогічні результати отримані й для інших рядів Українського Полісся, на яких спостерігається від’ємний тренд. Коефіцієнти кореляції лінійних трендів на річках Білорусі виявилися незначущими.

Отже, проаналізувавши вихідну інформацію щодо максимальному стоку весняного водопілля на річках басейну Прип’яті, можна відзначити таке:

- значна кількість часових рядів спостережень виявилася неоднорідною;
- неоднорідні ряди характеризуються від’ємним трендом зі значущими коефіцієнтами кореляції;
- пояснити наявність трендів можна змінами кліматичних умов регіону, які спостерігаються приблизно з вісімдесятих років минулого сторіччя;
- стаціонарним процес стоку на досліджуваних річках можна вважати на відрізку від початку спостережень до 1980 року, і цей період пропонується взяти як розрахунковий при розрахунках максимального стоку;
- що стосується періоду після 1980 року, то за необхідності, можна ввести відповідні коефіцієнти, які дозволять враховувати зниження стоку весняного водопілля в останні роки;
- у прогностичній моделі при розробці методики прогнозу характеристик весняного водопілля в басейні Прип’яті використані середньобогаторічні величини шарів стоку та максимальних витрат води з періодом осереднення до 2000 р. включно, бо вони виступають як відносні показники (модульних коефіцієнтів) характеристик водопілля, що пов’язуються з метеорологічними факторами весняного стоку, які теж осереднені за цей період;
- наші висновки відносно наявного тренда не є остаточними і повинні уточнюватися в міру одержання нових даних

спостережень, оскільки періоди маловоддя, так же як і багатоводдя, можуть досягати на річках 50-70 років [43], і в подальші роки тенденція може змінити свій напрямок.

### **3.3 Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води, шарів стоку весняного водопілля та максимальних снігозапасів в басейні р. Прип'ять**

Статистичні параметри емпіричних рядів максимальних витрат води по 75 гідрологічних постах обчислені методами моментів і найбільшої правдоподібності. За розрахунковий взято період з початку спостережень за стоком на річках по 1980р. Аналіз результатів показує, що за обома методами (найбільшої правдоподібності і моментів) одержані загалом збіжні значення коефіцієнтів варіації  $C_v$ . Це не дає якихось переваг кожному з них. Коефіцієнти варіації відрізняються досить значною просторовою мінливістю - від 0.32 до 1.12 (при середньому значенні  $C_v=0.74$ ). Коефіцієнти асиметрії  $C_s$  у методі моментів коливаються від 0.12 (р. Стир - с. Млинок) до 3.79 (р. Ясельда – с. Сенін) при середньому значенні приблизно 1.26. Якщо орієнтуватися на осереднені по території моментні оцінки  $C_s$  і  $C_v$ , то їхнє співвідношення становить 1.70, тобто приблизно  $C_s = 1.5C_v$ .

Співвідношення  $C_s / C_v$  у методі найбільшої правдоподібності варіює від 0.30 (р. Бережанка - с. Підлісне) до 5.8 (р. Ясельда – с. Сенін). У середньому ж  $C_s / C_v=2.07$ , що й взято в подальших розрахунках, але з округлюванням до 2.0, тобто  $C_s / C_v=2.0$ .

Для визначення максимальних витрат води опорної забезпеченості  $P=1\%$  використана крива трипараметричного гамма-розподілу.

Відносні похибки обчислення квантилів трипараметричного гамма-розподілу  $Q_{1\%}$ , які визначалися за формулою (3.28), у середньому для

водозборів басейну Прип'яті, що аналізуються, знаходяться на рівні  $\pm 24.3\%$ .

Коефіцієнт забезпеченості  $\lambda_p$  для переходу від  $P = 1\%$  до інших стандартних забезпеченостей ( $P = 3, 5, 10\%$ ) наводиться у табл.3.2.

Таблиця 3.2 - Перехідні коефіцієнти від максимальних витрат опорної ( $P = 1\%$ ) забезпеченості до інших забезпеченостей ( $P\%$ )

$P\%$	1.0	3.0	5.0	10
$\lambda_p$	1.0	0.80	0.67	0.53

Статистична обробка часових рядів шару весняного водопілля виконана тими ж методами, що раніше використовувалися при розгляді максимальних витрат води, тобто моментів і найбільшої правдоподібності, а ймовірнісні характеристики - на основі біноміального і трипараметричного гама-розподілу.

Середні багаторічні значення шарів весняного водопілля в басейнах річок розглядуваної території змінюються від 25.1 мм (р.Тетерів-м.Іванків) і 34.3 (р.Ірпінь - с.Мостище) до 69.8 мм (р.Льва - с.Осницьк) на правобережних притоках та від 41.9 (р. Шать – с. Шацьк) до 85.5мм (р.Птич – с.Лецківщина) - на лівобережних. Як і в попередньому випадку, моментні і правдоподібні оцінки коефіцієнтів варіації в діапазоні  $C_v < 1.1$  мало відрізняються між собою. Це дозволяє при розрахунках в однаковій мірі спиратися як на моментні, так і на правдоподібні оцінки  $C_v$ . Коефіцієнти варіації досліджуваних річок коливаються в межах від 0.38 (р.Прип'ять – м.Мозир) до 1.05 (р.Стохід - с.Гулівка) при середньому по регіону - 0.61. У цілому коефіцієнти варіації шарів стоку весняного водопілля знаходяться на рівні відповідних параметрів рядів максимальних витрат води ( $C_{vсер} = 0.75$ ).

Співвідношення між  $C_s$  і  $C_v$  дещо різняться в методах моментів і найбільшої правдоподібності (1.60 - у методі моментів і 1.92 - у методі найбільшої правдоподібності), але практично збігаються з їхніми значеннями для максимальних витрат води. У подальших розрахунках взяті параметри статистичного розподілу, визначені методом найбільшої правдоподібності, тобто  $C_s / C_v \approx 2.0$  або  $C_s = 1.5C_v$ .

Оскільки відповідно до [39, 42], при  $C_v > 0.5$  і  $C_s / C_v > 2.0$  трипараметричний гама-розподіл дає більш надійні значення стокових характеристик у порівнянні з кривою біноміального розподілу, їх можна взяти як опорні.

Основним фактором живлення річок у період весняного водопілля є запаси води в сніговому покриві, які накопичилися до початку весни, включаючи запас води в льодовій кірці. В роботі виконана статистична обробка багаторічних рядів максимальних за зиму запасів води у сніговому покриві та льодовій кірці  $S_m$  в басейнах річок розглядуваної території.

Для розрахунку середніх запасів води в сніговому покриві на водозборах рр. Прип'ять, Уж, Тетерів, Ірша та Ірпень були використані дані 47 пунктів спостережень за снігозапасами за період з 1960 по 2000 рр. Однак не всі ряди за зазначений період були достатньо повними (особливо на метеопостах) и до розрахунку середньобагаторічних значень були залучені дані лише 31-го з них.

За результатами статобробки середні багаторічні значення максимальних запасів води у сніговому покриві за вимірами у полі змінюються по території від 27.7 мм по ст. Ягідне до 62.2 мм - по ст. Рівне. Величини коефіцієнтів варіації снігозапасів (за методом найбільшої правдоподібності) змінюються по території від 0.62 (ст. Олевськ) до 0.89 (ст. Ягідне), а середнє значення співвідношення  $C_s / C_v$  дорівнює 0.76 або  $C_s = C_v$ .

### 3.4 Узагальнення розрахункових характеристик часових рядів максимального стоку весняного водопілля та максимальних запасів води в сніговому покриві

Незважаючи на наявність нормативних документів у галузі максимального стоку [17], з цього питання відсутні єдині науково обгрунтовані підходи щодо просторового узагальнення, наприклад, шарів стоку. Тому ми вважаємо за необхідне запровадити відповідні рекомендації, які дозволяють дещо уніфікувати просторові узагальнення характеристик максимального стоку. Починати слід із визначення тих факторів, які є носіями географічно обумовлених складових, а з іншого боку, тих, що пов'язані з місцевими факторами (залісеністю, заболоченістю, закарстованістю та ін.). Після статистичного аналізу часових рядів шарів стоку просторовому узагальненню, зазвичай, підлягають середні величини або характеристики тієї чи іншої ймовірності перевищення. Враховуючи різне географічне положення водозборів, спочатку величини шарів стоку відносять до якоїсь однієї широти. З цією метою, наприклад для шарів стоку, будується залежність  $\bar{Y}_m = f(\varphi^0 n.u)$  у вигляді

$$\bar{Y}_m = \bar{Y}_{\varphi_0} + \alpha_{\varphi}(\varphi^0 - \varphi_0), \quad (3.43)$$

де  $\bar{Y}_{\varphi_0}$  - середній шар стоку, віднесений до умовної широти геометричних центрів тяжіння водозборів  $\varphi_0$ .

Рекомендується  $\varphi_0$  призначати з таким розрахунком, щоб вона відповідала приблизно центру тяжіння розглядуваної території. За лінійною кореляцією  $\bar{Y}_m = f(\varphi^0 n.u)$  встановлюється значення кута регресії  $\alpha_{\varphi}$ . Приведення вихідних даних  $\bar{Y}_m$  до умовної широти  $\varphi_0$  здійснюється на основі (3.43). Дійсно,



$$\bar{Y}_{\varphi_0} = \bar{Y}_m - \alpha_{\varphi} (\varphi^0 - \varphi_0) \quad (3.44)$$

У межах рівнинних територій потім досліджується можливий вплив на шари стоку  $\bar{Y}_{\varphi_0}$  залісеності території, тобто

$$\bar{Y}_{\varphi_0} = \bar{Y}_{\varphi_0, f_l=0} \pm \beta'_l \lg(f_l + 1) \quad (3.45)$$

або

$$\bar{Y}_{\varphi_0} = \bar{Y}_{\varphi_0, f_l=0} \cdot k_l, \quad (3.46)$$

де  $k_l$  - коефіцієнт впливу залісеності на шари стоку

$$k_l = 1 \pm \beta_l \lg(f_l + 1), \quad (3.47)$$

$f_l$  - відносна залісеність у %;

$$\beta_l = \frac{\beta'_l}{\bar{Y}_{\varphi_0, f_l=0}} \quad (3.48)$$

Виходячи з (3.48), можна розрахувати  $\bar{Y}_{\varphi_0, f_l=0}$ , тобто вихідні дані  $\bar{Y}_{\varphi_0}$  привести до залісеності  $f_l = 0$ . Фактично

$$\bar{Y}_{\varphi_0, f_l=0} = \bar{Y}_{\varphi_0} / k_l \quad (3.49)$$

Наступним кроком є побудування залежності  $\bar{Y}_{\varphi_0, f_l=0}$  від ступеня заболоченості водозборів  $f_{\bar{\sigma}}$ , а саме

$$\bar{Y}_{\varphi_0, f_l=0} = \bar{Y}_{\varphi_0, f_l=0, f_{\bar{\sigma}}=0} \pm \beta'_{\bar{\sigma}} \lg(f_{\bar{\sigma}} + 1), \quad (3.50)$$

де  $\bar{Y}_{\varphi_0, f_n=0, f_{\bar{\sigma}}=0}$  - значення шарів стоку, приведені до  $f_n = 0$  і  $f_{\bar{\sigma}} = 0$  та віднесених до умовних геометричних центрів водозборів.

Вираз (3.50) можна привести до вигляду

$$\bar{Y}_{\varphi_0, f_n=0} = \bar{Y}_{\varphi_0, f_n=0, f_{\bar{\sigma}}=0} \cdot k_{\bar{\sigma}}, \quad (3.51)$$

де  $k_{\bar{\sigma}}$  - коефіцієнт впливу заболоченості на середні шари стоку

$$k_{\bar{\sigma}} = 1 - \beta_n \lg(f_n + 1), \quad (3.52)$$

а

$$\beta_{\bar{\sigma}} = \frac{\beta'_{\bar{\sigma}}}{\bar{Y}_{\varphi_0, f_n=0, f_{\bar{\sigma}}=0}}. \quad (3.53)$$

Щоб здійснити узагальнення середніх шарів стоку  $\bar{Y}_m$  по території, необхідно виключити вплив на них таких місцевих факторів як залісеність і заболоченість. Для цього слід  $\bar{Y}_m$  поділити на  $k_n$  і  $k_{\bar{\sigma}}$ , розрахованих за (3.44) і (3.51), тобто

$$\bar{Y}_{np} = \bar{Y}_m / (k_n k_{\bar{\sigma}}). \quad (3.54)$$

Після таких процедур можливе картування  $\bar{Y}_{np}$  або його осереднення у межах тієї чи іншої території. Перш за все, рекомендується здійснити перевірку  $\bar{Y}_{np}$  на нормальність, наприклад, за допомогою критерію Гауса [39, 42]

$$\frac{\sigma_y}{\rho_y} = \sqrt{\pi/2} \cong 1.25, \quad (3.55)$$

де  $\sigma_y$  - середньоквадратичне відхилення

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum [(\bar{Y})_{np,i} - \bar{Y}_{np}]^2}{n-1}}; \quad (3.56)$$

$\rho_y$  - середнє арифметичне відхилення

$$\rho_y = \frac{1}{n} \sum \left| (\bar{Y})_{np,i} - \bar{Y}_{np} \right|. \quad (3.57)$$

При невиконанні умови (3.56) слід  $\bar{Y}_{np}$  ще раз (але при виключенні із вихідних даних залісеності і заболоченості) дослідити в залежності від широти ( $\varphi^0$ ). Наявність очевидної залежності  $\bar{Y}_{np} = f(\varphi^0)$  є основою для картування  $\bar{Y}_{np}$ . Відносяться вони до геометричних центрів тяжіння водозборів. Після цього проводяться ізолінії з кроком 5, 10, 20, 50 мм. Для використання цієї карти при визначенні розрахункових шарів  $\bar{Y}_m$  для окремих водозборів необхідно для центру тяжіння водозбору знати  $\bar{Y}_{np}$ , а потім ввести до них поправки на залісеність і заболоченість. Таким чином,

$$\bar{Y}_m = \bar{Y}_{np} k_l k_b. \quad (3.58)$$

Коефіцієнти  $k_l$  і  $k_b$  розраховуються за допомогою формул (3.47) і (3.52).

За такою ж методикою відбувається просторове узагальнення шарів стоку забезпеченістю  $P\%$ , але частіше при  $P=1\%$ .

Оскільки при побудові розрахункових формул максимального стоку йдеться про витрати води забезпеченістю  $P\%$ , то крім визначення  $\bar{Y}_m$  потрібно мати ще два параметри, а саме: коефіцієнт варіації  $C_v$  і  $C_s$  (або співвідношення  $C_s/C_v$ ). Багаторічний досвід авторів свідчить про те, що краще орієнтуватися на криві трипараметричного гама-розподілу, а таким

чином – і на використання співвідношення  $C_s/C_v$  замість  $C_s$ . Може виявитись корисним, з точки зору підвищення точності розрахунку коефіцієнтів варіації  $C_v$ , побудування залежності його від середнього значення  $\bar{Y}_m$ . Аналітичною апроксимацією цих залежностей можуть бути рівняння вигляду:

$$C_v = \frac{C_{v_m}}{(\bar{Y}_m/\bar{Y}_0)} m \quad (3.59)$$

або

$$C_v = C_{v_m} - \alpha_{C_v} \lg(\bar{Y}_m - Y_{min}), \quad (3.60)$$

де  $Y_{min}$  - орієнтовна величина шарів стоку, яка відповідає найменшому територіальному значенню  $\bar{Y}_m$ .

Як вже згадувалось, величини різної ймовірності перевищування  $Y_p$  розраховуються за допомогою кривої трипараметричного гама-розподілу. При цьому використовуються три статистичних параметри: середнє значення  $\bar{Y}_m$ , коефіцієнт варіації  $C_v$  та співвідношення  $C_s/C_v$ . У свою чергу  $C_s/C_v$  нормується у межах розглядуваної території шляхом осереднення його значень, встановлених при використанні методу найбільшої правдоподібності, тобто

$$C_s/C_v = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (C_s/C_v)_i, \quad (3.61)$$

де  $N$  - кількість об'єктів.

### **3.4.1 Просторове узагальнення шарів стоку весняного водопілля в межах басейну Прип'яті**

Величина середнього багаторічного шару стоку за період весняного водопілля  $Y_0$ , яка використовується в методиці просторових

довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля при встановленні норм максимальних модулів стоку для невивчених у гідрологічному відношенні річок, а також при отриманні прогнозних шарів стоку, через помноження спрогнозованих модульних коефіцієнтів на середньобагаторічні значення шарів стоку водопілля, у тому числі й річок, на яких часові гідрологічні ряди короткі або взагалі відсутні.

Вивчення середнього багаторічного шару стоку весняного водопілля базувалося на аналізі й обробці багаторічних стокових рядів спостережень по 75 гідрологічних постах за період з початку вимірів витрат води по 2000 р. включно.

При встановленні просторового розподілу шарів стоку весняного водопілля виявлені їх залежності від місцевих особливостей досліджуваної території.

Для вилучення географічної складової розподілу шарів стоку по території їх значення були приведені спочатку до географічної широти  $50^\circ$  півн.ш. ( $Y_{0(\varphi=50^\circ)}$ ) за рівнянням

$$Y_{0(\varphi=50^\circ)} = Y_0 - a_\varphi(\varphi - 50^\circ), \quad (3.62)$$

$a_\varphi$  – кутовий коефіцієнт зв'язку, який в басейні Прип'яті дорівнює 9.96.

Значення коефіцієнтів впливу залісеності і заболоченості на середні багаторічні величини шарів стоку визначаються за рівняннями

$$k_\lambda = 1 - \lambda_\lambda \lg(f_\lambda + 1), \quad (3.63)$$

$$k_\delta = 1 + \lambda_\delta \lg(f_\delta + 1), \quad (3.64)$$

де  $\lambda_\lambda$  та  $\lambda_\delta$  - коефіцієнти, які дорівнюють 0.04 і 0.05 відповідно.

Таким чином, 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.

Для визначення  $Y_0$  невивчених річок побудована карта ізоліній середньобагаторічних шарів стоку весняного водопілля, яка показана на рис. 3.6.

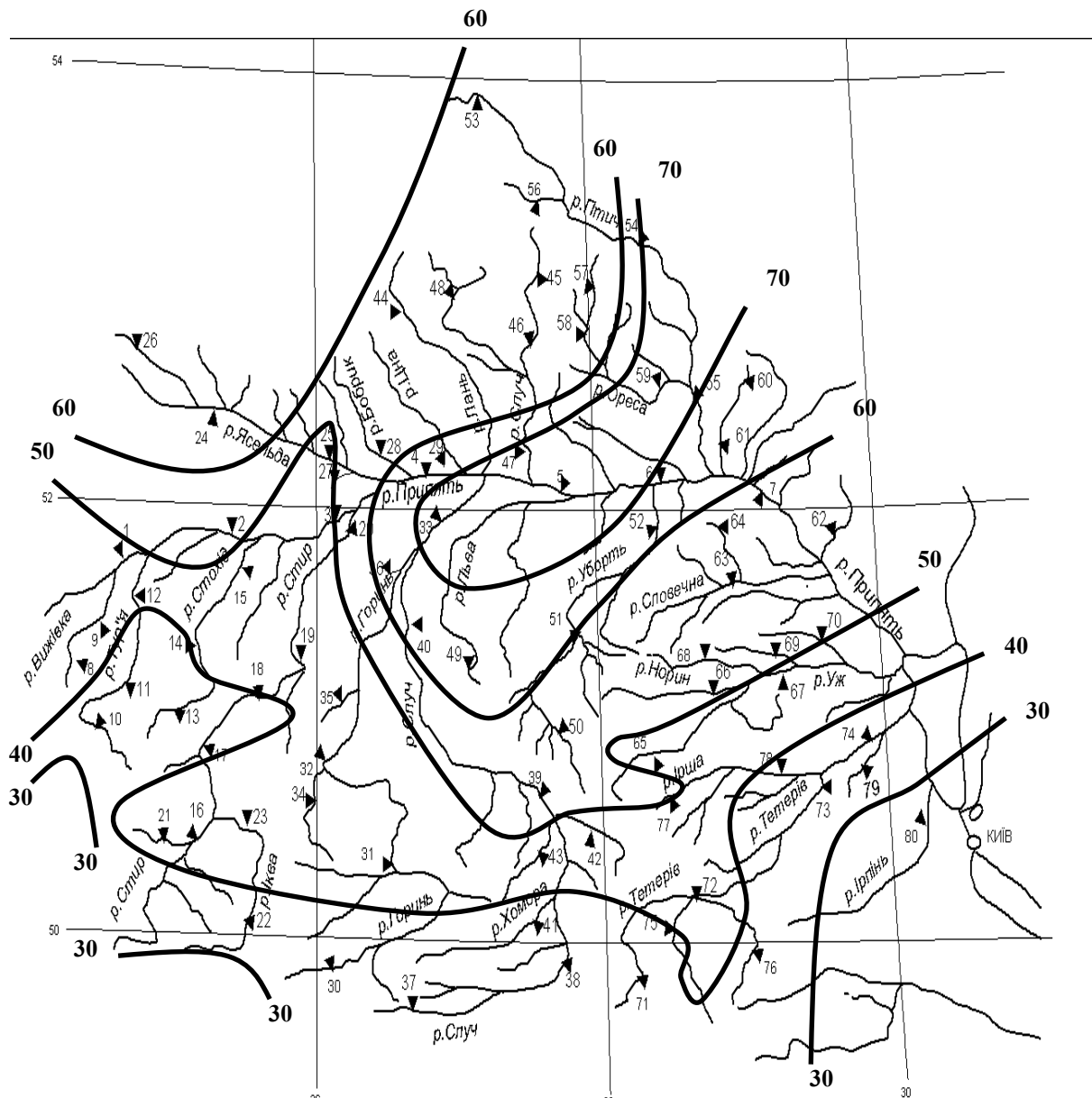


Рисунок 3.6 – Розподіл по території середніх багаторічних величин шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, мм

Змінюються вони у широтному напрямку, зменшуючись з півночі на південь від 70-80 мм (верхів'я рр. Птич, Случ, середні течії Уборти і Льви) до 30 -40 мм (басейни рр. Тетерів і Ірпень).

Наступна характеристика – максимальні шари стоку весняного водопілля 1%-ої забезпеченості. Вона використовується як базова в методиці розрахунку максимального стоку невивчених річок і також, як і середні багаторічні значення, була досліджена на вплив зональних та інтразональних факторів.

Дослідження можливого впливу залісеності і заболоченості на величини  $Y_{1\%}$  показали його практичну відсутність, що разом з наявністю значущої залежності від широти, стало основою для картування значення  $Y_{1\%}$  (рис.3.7). Аналізуючи карту величин  $Y_{1\%}$  можна відзначити, що розподіл максимальних шарів стоку має досить складний характер, але в цілому величини  $Y_{1\%}$  закономірно зменшуються з півночі на південь від 200мм (верхів'я р.Птич) до 100мм (басейн р.Тетерів і верхів'я Стохіда). На території Турія-Стохідського карстового району спостерігається локальний максимум шарів стоку – 250 мм, окремі замкнені ізолінії також пов'язані з максимальними значеннями і відповідають найбільш високим точкам місцевості, наприклад, Словечно-Овруцькому кряжу та ін. Запропонована карта рекомендується для визначення максимальних шарів стоку 1%-ої забезпеченості невивчених річок в басейні Прип'яті.

### **3.4.2 Узагальнення статистичних параметрів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля**

Запропонований метод прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води водопілля дає можливість встановлення забезпеченості очікуваних гідрологічних величин у багаторічному розрізі, у тому числі за відсутності гідрологічних спостережень на річках басейну Прип'яті. Здійснений статистичний аналіз часових рядів шарів стоку та

максимальних витрат води весняного водопілля дозволяє для оцінки забезпеченості прогнозних величин характеристик водопілля використати криву трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля [40] при встановленому середньому для території басейну  $C_s / C_v = 2.0$ .

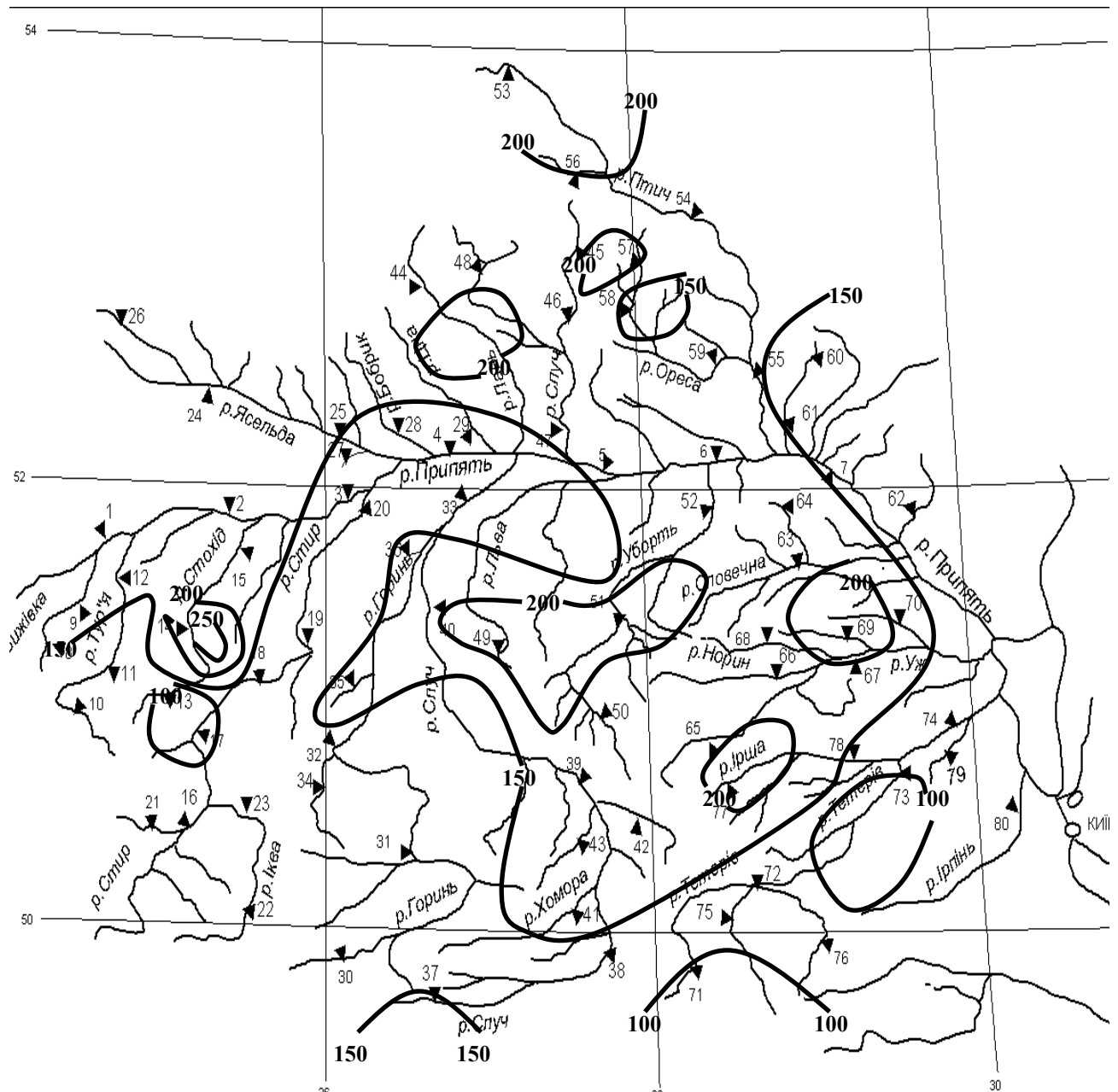


Рисунок 3.7 – Розподіл по території максимальних шарів стоку весняного водопілля 1%-ої забезпеченості, мм



При цьому коефіцієнти варіації  $C_v$  узагальнені по території басейну Прип'яті в залежності від географічного положення водозборів:

- для максимальних витрат води водопілля (коефіцієнт кореляції  $r=0,37$ )

$$C_v = 0.84 - 0.056(\varphi^o - 50), \quad (3.65)$$

для шарів стоку весняного водопілля ( $r=0,24$ )

$$C_v = 0.66 - 0.032(\varphi^o - 50) \quad (3.66)$$

де  $\varphi^o$  - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках  $^o$  півн.ш.

### **3.4.3 Максимальні снігозапаси на початок весняного водопілля та їх просторове узагальнення**

Одним з головних факторів, які формують стік весняного водопілля, є надходження води на поверхню водозбору в результаті танення снігового покриву. В силу специфіки утворення снігового покриву його розподіл по території відрізняється нерівномірністю і залежить від рельєфу місцевості, наявності і виду рослинності, напрямку, тривалості і швидкості вітру, а також самої кількості твердих опадів.

В практиці гідрологічних розрахунків, як правило, використовуються результати спостережень над сніговим покривом за снігомірними зйомками, найбільший інтерес викликають щорічні величини запасу води в сніговому покриві перед початком танення. При аналізі умов формування весняного стоку важливо знати також характер залягання снігового покриву на відкритій місцевості і в лісі, оскільки з цією характеристикою тісно пов'язані такі явища, як, наприклад, промерзання ґрунту, танення снігу і т. д.

Ліс справляє значний вплив на процес сніготанення. І хоч цьому

питанню присвячено багато літератури, але до сьогодні нема єдиної думки щодо того, де накопичується снігу більше – на відкритій місцевості чи в лісі.

В.В. Рахманов [44], опрацювавши масові дані снігозйомок, проведених в басейні Верхньої Волги, прийшов до висновку, що ліси накопичують в середньому на 20% снігу більше, ніж поле (відкрита місцевість). При цьому в хвойних, переважно ялинкових лісах, за його висновками, додаткове накопичення снігу становить 10%, а в мішаних і листяних лісах – 27-28%.

Згідно С.В.Басу [45], в підзоні мішаних лісів європейської частини колишнього СРСР запаси снігу в лісах більші, ніж на полях в середньому на 10-20%, на вирубках і луках більше, ніж на полях на 34%. У листяних насадженнях снігозапаси трохи менші, ніж на вирубках і луках, а в хвойних, особливо в ялинкових, снігозапаси близькі до їх значень на полях.

За багаторічними спостереженнями Підмосковної водобалансової станції снігозапаси під березовим лісом були на 20% більші, ніж на відкритих польових ділянках, а під покривом ялинового лісу – вони були менші. В цілому доволі численні літературні дані свідчать, що в зімкнутих ялинкових 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 потрапляє 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 більш 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.

Ретельніше питання впливу метеорологічних умов зими на процес снігонакопичення в лісах і в полі вивчені В.В. Рахмановим [44]. Він

показав, що найбільша різниця в снігозапасах в полі і в лісі спостерігається у зими з активною циклонічною діяльністю. У зими з переважанням холодної погоди антициклонічного характеру снігозапаси в полі і в лісі відрізняються незначно.

З метою врахування різної кількості снігу на польових ділянках і в лісі в басейні р. Прип'ять нами використана залежність, одержана авторами для басейну Дніпра [46]. Співвідношення між  $S_{m_n}$  і  $S_{m_l}$  можна представити рівнянням прямої, що виходить з початку координат, причому

$$S_{m_l} = 1.15S_{m_n}. \quad (3.67)$$

До аналогічних висновків приходять В.В.Салазанов і Т.В.Деркач [47], які досліджували снігозапаси на території басейну Верхнього Дніпра. Враховуючи розбіжності у снігозапасах в полі і в лісі, при розрахунках максимального стоку снігозапаси на басейні повинні визначатися як середньозважене значення, тобто

$$S_{m_{\text{сзв}}} = S_{m_n} (1 + 0.15f_l), \quad (3.68)$$

де  $f_l$  - відносна залісенність в частках від одиниці.

Для басейну р. Прип'ять побудовано карту середньобагаторічних величин максимальних запасів води у сніговому покриві на початок весняного водопілля для відкритої місцевості, що дає уявлення про просторовий розподіл снігозапасів на поверхні водозборів (рис.3.8). В середньому по басейну норма максимальних снігозапасів становить 50 мм, закономірно зменшуючись з 90 мм на півночі до 40 мм - на південному заході досліджуваної території.

Коефіцієнт варіації  $C_{V_{S_m}}$  узагальнений для всієї території басейну у вигляді залежності від середнього багаторічного значення  $\bar{S}_{m_n}$ . Зі зростанням  $\bar{S}_{m_n}$  коефіцієнт мінливості зменшується згідно рівнянню

$$C_v = 0.90 - 0.42 \cdot 10^{-2} \bar{S}_{m_n}. \quad (3.69)$$

Що стосується співвідношення  $C_s/C_v$ , то воно може бути осереднене на рівні 1.0.

Такого ж типу залежності отримані і іншими авторами. Їх природа полягає в тому, що багаторічна нерівномірність снігонакопичення сильнішає зі збільшенням вологості території, внаслідок меншої стійкості снігового покриву, зростання кількості днів з відлигами та ін.

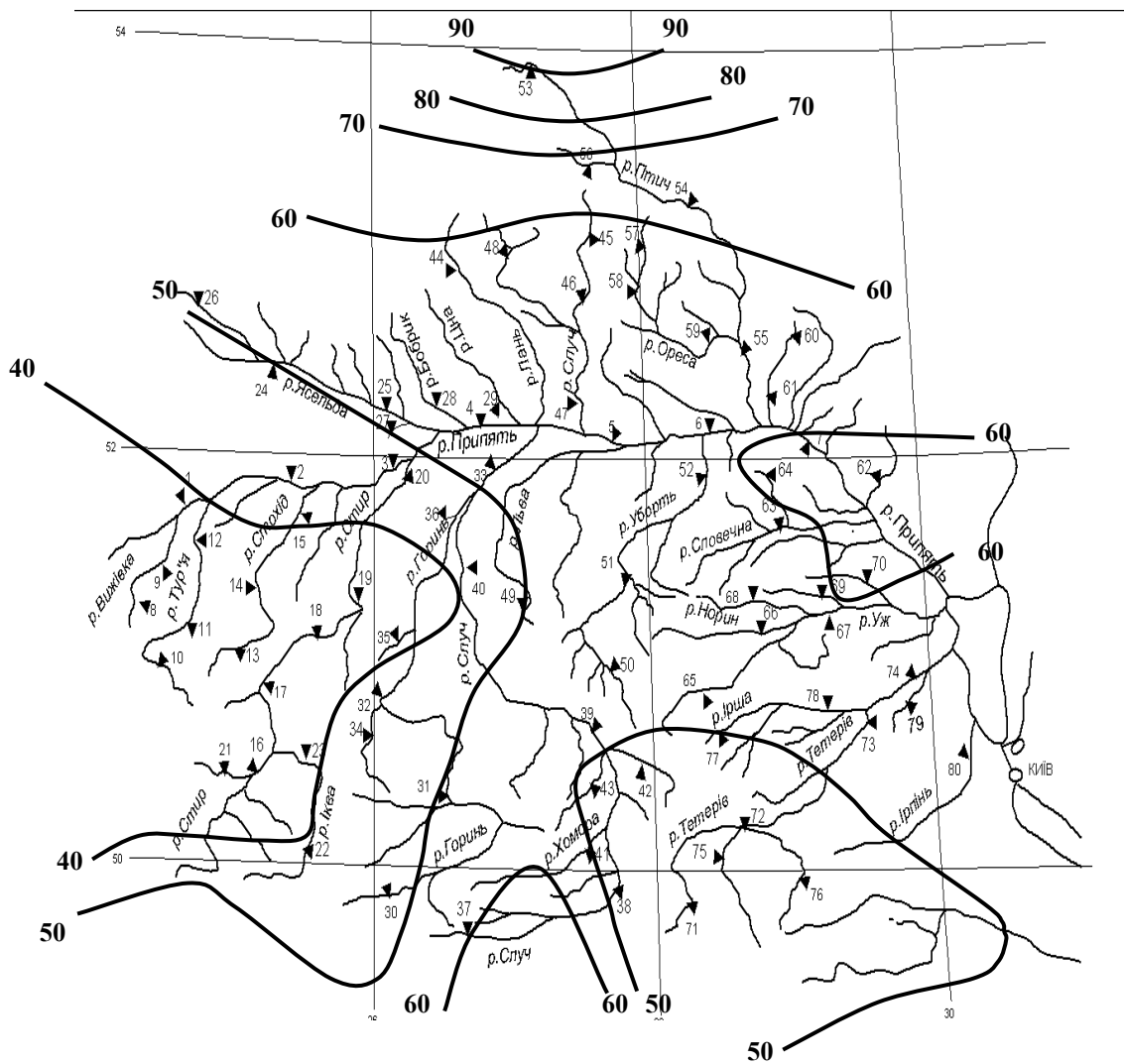


Рисунок 3.8 – Розподіл середніх багаторічних максимальних запасів води в сніговому покриві в басейні р. Прип'ять, мм

### 3.4.4 Сумарне надходження води на водозбір в період весняного водопілля

В розрахункових формулах максимального стоку використовується загальний шар стоку за паводок чи водопілля. Величина ж  $S_m$  враховує не всі види надходження води на водозбір. В першу чергу, деякого корегування (в сторону збільшення) потребують самі значення  $S_m$ , бо дискретність вимірювання снігозапасів на метеорологічних станціях і постах зазвичай не виходить за межі 5 -10 днів. Перед початком сніготанення всередині цих інтервалів можливе випадання опадів не тільки в рідкому, але й в твердому вигляді. Більш значними є опади, які потрапляють на поверхню водозбору в процесі розвитку водопілля і до його закінчення. На досліджуваній території вони частіше всього серйозно не порушують загального ходу водопілля, але все одно впливають на форму гідрографа і об'єм стоку. Навіть на малих річках, не кажучи вже про великі, дощове водопілля приводить зазвичай лиш до більш або менш плавного змінення кривої спаду, рідше – до утворення хвиль паводків. Через це дощовий стік за період водопілля не може бути надійно виражений безпосередньо на гідрографах.

За даними Т.Т.Маркової, 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 [49].

Взагалі, при розрахунках максимального стоку нема особливої необхідності розподілу талих і дощових вод, оскільки, опади, що випали в період танення снігового покриву, значно не відрізняються від умов стоку талих вод, а ті, які потрапляють на спаді водопілля, можна врахувати інтегрально через розрахунковий коефіцієнт стоку  $\eta$ .

За даними В.В.Салазанова [47], норма опадів за час танення снігового покриву в басейні Верхнього Дніпра коливається від 21 до

27 мм, до того ж великі його 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 басейну Прип'яті побудована залежність  $\bar{T}_n = f[Lg(F + 1)]$  яка представлена у вигляді табл. 3.3.

Таблиця 3.3 – Тривалість весняного водопілля в залежності від площі водозборів в басейні р. Прип'ять

$F, \text{км}^2$	0	10	100	200	500	1000	2000	5000	10000	>10000
$\bar{T}_n, \text{д}$	20	26	35	38	43	47	51	58	63	80

Зі зростанням площі водозбору швидко збільшується і  $\bar{T}_n$ . Відбувається це завдяки часові руслового добігання і русло-заплавному регулюванню, ефект яких збільшується в міру наростання  $F$ .

Далі, за даними розташованих на досліджуваній території метеостанцій побудовані залежності  $\sum \bar{X} = f(\bar{T}_n)$ . На основі цих залежностей був отриманий коефіцієнт  $k_T = \sum \bar{X} / f(\bar{T}_n)$ , який для досліджуваної території можна осереднити на рівні 2.0.

В результаті аналізу залежностей  $\bar{T}_n = f[lg(F + 1)]$  і  $\bar{X} = k_T \bar{T}_n$  визначено розрахункове рівняння для  $\bar{X}$ .

$$\bar{X} = 40(F + 1)^{0.125} \quad (3.70)$$

Таким чином, ми маємо усі необхідні вихідні дані для отримання величин максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля.

Розрахункові значення  $(Sm + X)_{1\%}$  представлені в дод. Б.1.

### 3.4.5 Об'ємний коефіцієнт стоку

Коефіцієнт стоку  $\eta$  являє собою відношення шару стоку за водопілля  $Y_m$  до величини водовіддачі  $(S_m + \sum x)$ , тобто

$$\eta = Y_m / (S_m + \sum x). \quad (3.71)$$

Оскільки в даному дослідженні розглядаються водопілля рідкісної ймовірності перевищення ( $P = 1\%$ ), то фактично  $\eta = \eta_{1\%}$ , причому в цьому випадку

$$\eta = Y_{1\%} / (S_m + \sum x)_{1\%}. \quad (3.72)$$

Коефіцієнти стоку  $\eta$ , обчислені на базі рівняння (3.72), змінюються від 0.56 (р. Птич – с. Лецьковщина,  $F=175 \text{ км}^2$ ) до 0.11 (р. Тетерів - м. Іванків,  $F=14900 \text{ км}^2$ ).

Подальша задача полягала у тому, щоб узагальнити одержані значення за територією. Оскільки йдеться про характеристику весняного водопілля то спочатку було побудовано залежність  $\eta$  від широти центрів тяжіння водозборів, яка показана на рис.3.9.

Залежність коефіцієнта стоку від широти центрів тяжіння водозборів характеризується значущим коефіцієнтом кореляції.

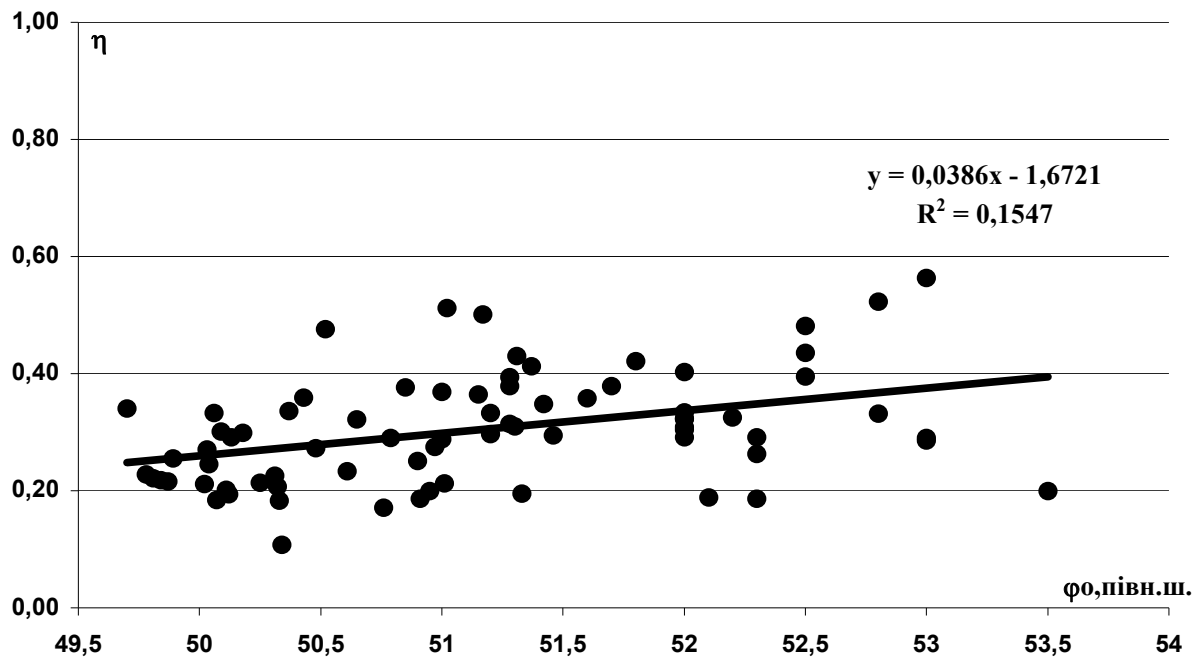


Рисунок 3.9 – Залежність коефіцієнтів стоку від широти центрів тажіння водозборів басейну р. Прип’ять

Фактор, який може вплинути на коефіцієнт стоку  $\eta$ , як показано в роботах [23, 50], є площа водозборів. Як видно з рис.3.10, коефіцієнт стоку зменшується в міру зростання площ водозборів.

Отриману залежність можна описати рівнянням такого вигляду

$$\eta = 0,57 - 0,083Lg(F + 1) \quad (3.73)$$

Далі, використовуючи рівняння (3.73), було виключено вплив площі водозбору, і таким чином одержано значення так званого коефіцієнта водоутворення. Цей коефіцієнт також підкоряється широтній зональності, що добре ілюструє рис. 3.11, причому коефіцієнт кореляції в цьому випадку більший, ніж для коефіцієнта стоку, що є достатньою підставою для його картування. Карта коефіцієнтів водоутворення в період весняного водопілля в басейні р. Прип’ять представлена на (рис.3.12).



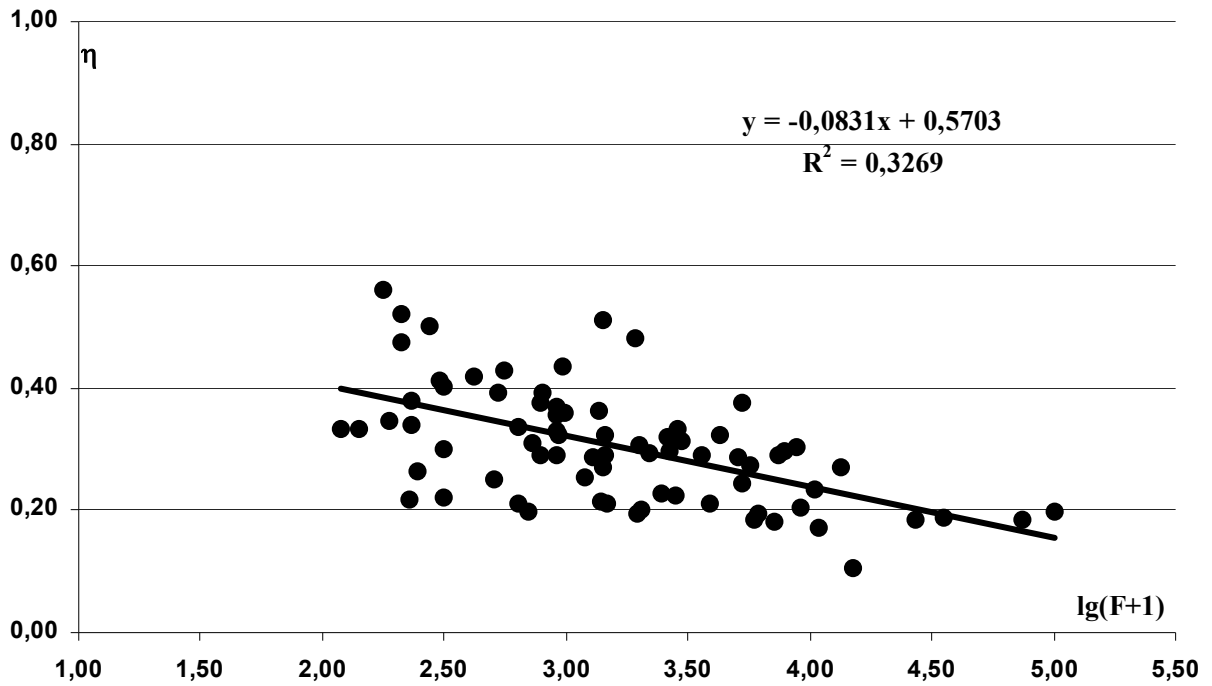


Рисунок 3.10 - Залежність коефіцієнтів стоку весняного водопілля від площі водозборів річок басейну р. Прип'ять

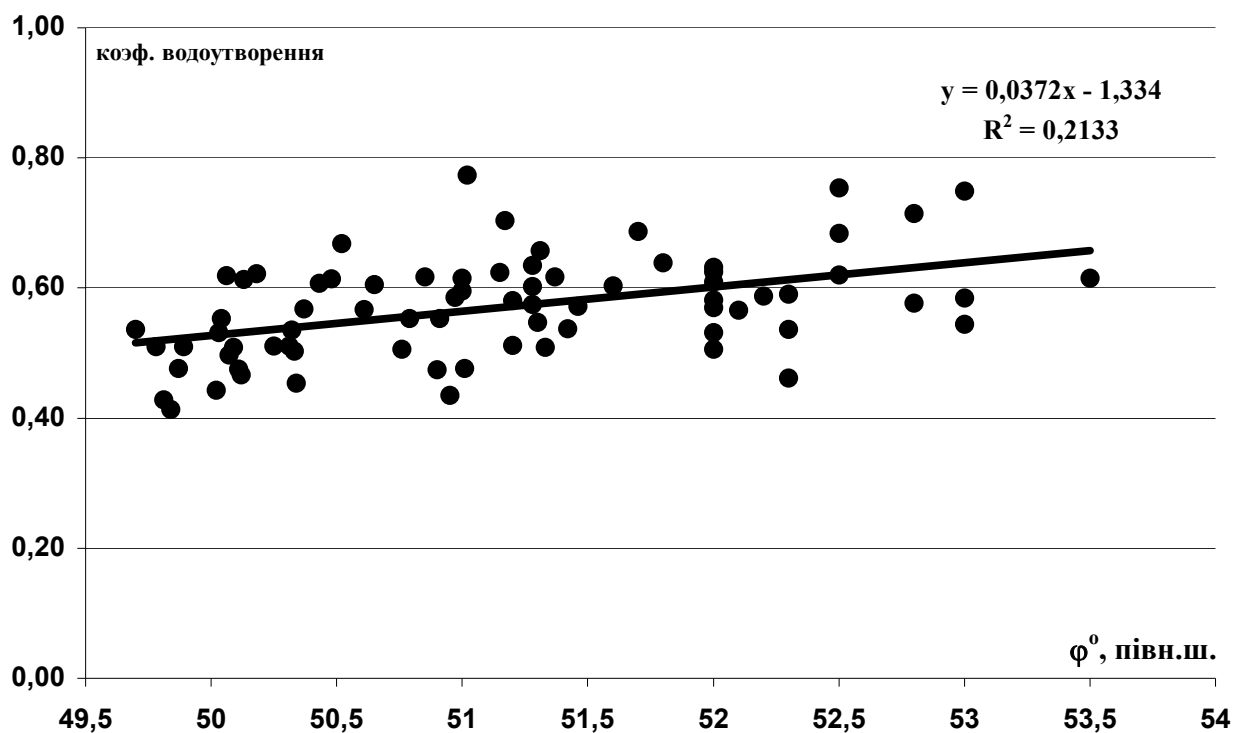


Рисунок 3.11 - Залежність коефіцієнтів водоутворення від широти центрів тяжіння водозборів річок басейну р. Прип'ять

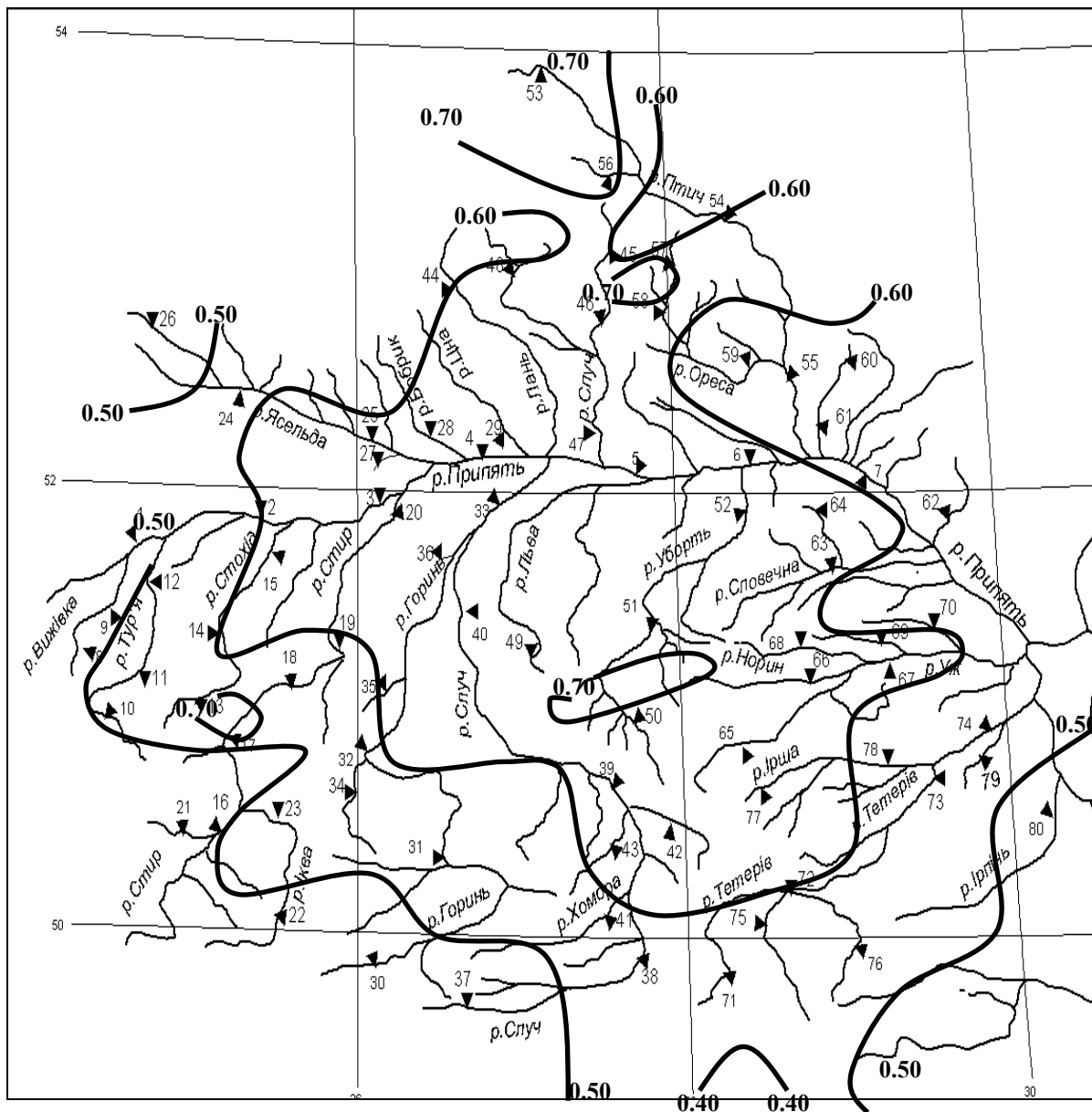


Рисунок 3.12 - Карто-схема коефіцієнтів водоутворення в період весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

В цілому ці коефіцієнти закономірно убувають у напрямку з півночі на південь від 0.70 (верхів'я р.Птич) до 0.40 (верхів'я р.Тетерів), однак, також як у випадку з шарами стоку, спостерігаються окремі локальні максимуми в зоні розповсюдження карсту (р.Стохід).

Для визначення коефіцієнтів стоку весняного водопілля невивчених річок в басейні р. Прип'ять пропонується карта, яка представлена на

рис.3.12, але для переходу від значень коефіцієнтів водоутворення до коефіцієнтів стоку необхідно значення, зняті з карти, помножити на коефіцієнт  $k_F$ , який дорівнює:

$$\eta_F = 1 + 0.145 \lg(F + 1) \quad (3.74)$$

## 4 ОБҐРУНТУВАННЯ ПАРАМЕТРІВ РОЗРАХУНКОВОЇ МЕТОДИКИ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.ПРИП'ЯТЬ

### 4.1 Час руслового добігання

Час руслового добігання  $t_p$  є однією з тих характеристик, які істотним чином впливають на ступінь трансформації хвиль повеней в процесі їх переміщення в русловій мережі. У розрахункові формули максимального стоку  $t_p$  входить в явному або прихованому вигляді. У останньому випадку час руслового добігання інтегрально враховується через площу водозборів.

При оцінці часу руслового добігання завдання фактично зводиться до визначення швидкості потоку, оскільки

$$t_p = L/V_\partial, \quad (4.1)$$

де  $L$  – гідрографічна довжина річки;

$V_\partial$  – швидкість руслового добігання.

Згідно Шезі [13], швидкість руслового добігання залежить від глибини потоку, ухилу водотоку, шорсткості русла і заплави. 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

$$V = \frac{1}{n_p} \sqrt{h_{cep} I_p}, \quad (4.2)$$

де  $n_p$  – шорсткість русла;

$h_{сер}$  – середня глибина потоку;

$I_p$  – ухил водотоку,

Г.О.Алексєєв [28], спираючись на наявність зв'язку між  $h_{сер}$  і  $Q$  в тому або іншому перерізі русла, запропонував дещо інший її варіант, а саме

$$V = aQ^\alpha I^\beta, \quad (4.3)$$

де  $a$  - коефіцієнт, що враховує форму перерізу і шорсткість русла;

$\alpha$  і  $\beta$  - гідравлічні показники, за Г.О.Алексєєвим,  $\alpha = 0.25$ , а  $\beta = 0.33$ .

Проте слід відзначити, що обґрунтування параметрів  $a$ ,  $\alpha$  і  $\beta$  обмежується відсутністю матеріалів спостережень за переміщенням повеневих хвиль. У нашому розпорядженні зазвичай є достатньо даних по швидкостях течії води при вимірюванні витрат. 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 [51], М. В. Лаликіна [52], О.Г.Іваненка [53] 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  $\alpha$  і  $\beta$  А.М. Бефані [51], спираючись на геометричну схематизацію поперечного перерізу русла, запропонував формули:

$$\alpha = \frac{r}{r+1} \text{ і } \beta = \frac{1}{2(r+1)}, \quad (4.4)$$

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 [54]

$$\alpha = \frac{1}{1.5m_0 + 2.5}; \quad \beta = \frac{0.75(m_0 + 1)}{1.5m_0 + 2.5}, \quad (4.5)$$

де  $m_0$  – показник степеня в рівнянні

$$B = b_0 h_m^{m_0}, \quad (4.6)$$

$B$  – ширина річки;

$h_m$  – максимальна глибина потоку в перерізі;

$b_0$  и  $m_0$  – параметри, залежні від шорсткості і форми русел.

Для обґрунтування параметрів формули швидкості руслового добігання на річках України авторами 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  $\alpha$  і  $\beta$  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 (4.3) можна записати у вигляді:

$$V = aQ^{0.33} I^{0.33}. \quad (4.7)$$

Щоб обґрунтувати коефіцієнти  $a$ , авторами проаналізовані дані про швидкості течії по 305 гідрометричних створах на річках України [55].

По багаторічних матеріалах 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 відзначалось вище, прийнято 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  $\alpha$  і  $\beta$  з формули (4.7) для кожного поста можна встановити величини швидкісного коефіцієнта  $a$ . Оскільки цей параметр залежить від форми і шорсткості русла, то його не можна, подібно до  $r_0$ , 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 (4.7) можна записати у вигляді:

$$V_{\partial} = \frac{a_1 Q_{кр}^{\gamma} I_{сер.зв.}^{0.33}}{F^{\alpha_1}}. \quad (4.8)$$

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 [55]. З урахуванням отриманих рівнянь, розрахункова формула швидкості добігання для річок України набула вигляду:

$$V_{\partial} = a_2 F^{\alpha_2} I_{сер.зв.}^{0.33}, \text{ км/год} \quad (4.9)$$

де  $a_2$  – швидкісний параметр, представлений у табл.4.1, як і  $\alpha_2$

Таблиця 4.1 - Параметри формули швидкості добігання.

Район Параметр	Лісостепова зона	Полісся	Степова зона	Крим	Карпати
$a_2$	1.51	1.37	1.19	1.14	1.44
$\alpha_2$	0.17	0.12	0.14	0.13	0.16

Таким чином, для басейну Прип'яті формула для розрахунку швидкості добігання, враховуючи дані табл. 4.1, має вигляд:

$$V_{\partial} = 1.37 F^{0.12} I^{0.33}, \text{ км/год.} \quad (4.10)$$

## 4.2 Розрахункові характеристики схилового припливу та їх узагальнення за територією

При розробці методів і розрахункових схем максимального стоку, в основу яких покладені математичні моделі, що описують формування стоку на водозборі та його трансформацію русловою мережею, важливою задачею є визначення елементів графіків схилового припливу.

Безпосередній вимір схилової водовіддачі в періоди формування максимального стоку на сучасному етапі досліджень практично неможливий. Проте можливо розв'язання оберненої задачі шляхом ретрансформації руслового гідрографа або в результаті чисельного визначення невідомих параметрів.

### 4.2.1 Визначення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу

Характеристики схилового припливу (тривалість припливу  $T_0$  і коефіцієнти часової нерівномірності надходження талих вод зі схилів до



руслової мережі) багато в чому визначають не тільки генетичний тип паводків і водопіль, але й ступінь їхньої трансформації на поверхні водозборів. Щоб здійснити типізацію гідрографів схилового припливу талих вод, з метою встановлення розрахункової тривалості  $T_0$  для водопіль рідкісної ймовірності перевищення, Є.Л. Бояринцев і Є.Д. Гопченко [37] запропонували проводити попереднє згладжування багатомодальних графіків схилового припливу. При цьому, щоб уникнути надмірної генералізації гідрографів, рекомендується згладжування проводити з таким розрахунком, щоб гілки підйому і спаду сполучалися з основною хвилею сніготанення і водовіддачі. Тим самим вдається від пілкоподібних графіків сніготанення перейти до одномодальних їх форм. Це у свою чергу дозволяє описати гідрографи схилового припливу рівнянням редуційного типу

$$Q'_t = Q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (4.11)$$

де  $Q'_t$  і  $Q'_m$  – поточні і максимальна ординати редуційних гідрографів.

Інтегрування (4.11) по  $T_0$  дає можливість встановити коефіцієнт нерівномірності схилового припливу  $(n+1)/n$ ,

$$(n+1)/n = \frac{Q'_m T_0}{Y_m F} = \frac{Q'_m}{\bar{Q}'_{T_0}}, \quad (4.12)$$

де  $\bar{Q}'_{T_0}$  - схилова витрата води, середня за період водопілля

$$\bar{Q}'_{T_0} = \frac{Y_m F}{T_0}. \quad (4.13)$$

Рівняння (4.12) показує, що ступінь часової нерівномірності схилового припливу визначається формою гідрографів. Так, при лінійному

графіку припливу  $n=1.0$ , а  $(n+1)/n = 2.0$ ; при  $n=0.5 - (n+1)/n=3.0$  і так далі. Але реалізувати (4.12) на практиці, як правило, неможливо, зважаючи на відсутність відповідних вихідних матеріалів. Характеристики схилового припливу вимірюються лише на воднобалансових станціях, які на досліджуваній території відсутні. Досить ефективний метод визначення коефіцієнтів нерівномірності  $(n+1)/n$  за відсутності воднобалансових станцій запропоновано в [56]. Він полягає в аналізі гідрографів руслового стоку, які в рамках поставленого завдання можна описати рівнянням, подібним до (4.11)

$$Q_t = Q_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_n} \right)^m \right], \quad (4.14)$$

де  $T_n$  – тривалість весняного водопілля.

При інтегруванні (4.14) по  $T_n$

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m T_n}{Y_m F} = \frac{Q_m}{\bar{Q}_{T_n}}, \quad (4.15)$$

де  $Q_m$  - максимальна витрата води;  $T_n$  - основа руслового гідрографа;  $Y_m$  - максимальний шар стоку за повінь або паводок;  $F$  - площа водозбору, а  $\bar{Q}_{T_n}$  - середня витрата води за період водопілля

$$\bar{Q}_{T_n} = \frac{Y_m F}{T_n}. \quad (4.16)$$

Узагальнення  $(m+1)/m$  по території показало, що він інтегрально може бути відображений з урахуванням площі водозборів  $F$ . З ростом  $F$  під впливом ефектів русло-заплавного регулювання і часу руслового

добігання має місце убування відношення  $Q_m/Y_m$ , з одного боку, і збільшення основи гідрографа  $T_n$ , з іншого. В цілому ж  $Q_m T_n / (Y_m F)$  характеризується поступовим зменшенням із зростанням розмірів водозбірних площ. Верхнє граничне значення  $(m+1)/m$  при  $F \Rightarrow 0$  є шуканий параметр нерівномірності схилового гідрографа  $(n+1)/n$ .

Проте існують деякі труднощі у встановленні параметра  $(n+1)/n$ . Вони пов'язані з недосконалістю засобів розчленовування гідрографів, унаслідок чого тривалість повені  $T_n$  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 у роботах [57, 58] рекомендується обчислювати  $(m+1)/m$  через середні максимальні характеристики:  $\bar{Q}_m, \bar{Y}_m, \bar{T}_n$ , тобто

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_n}{\bar{Y}_m F}. \quad (4.17)$$

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

$$\frac{n+1}{n} = \left( \frac{m+1}{m} \right)_{F \rightarrow 0}. \quad (4.18)$$

Для річок басейну Прип'яті коефіцієнти нерівномірності  $(m+1)/m$  встановлювались за даними 75 водозборів, а потім узагальнювались в залежності від їх площ водозборів (рис. 4.1). Як видно з рис. 4.1, залежність  $(m+1)/m = f(F)$  достатньо добре виражена і може бути проєкстропольована на вісь ординат з метою визначення  $(n+1)/n$ . Отже для річок досліджуваної території рекомендується брати  $(n+1)/n = 8,0$ , звідки  $n = 0,14$ .

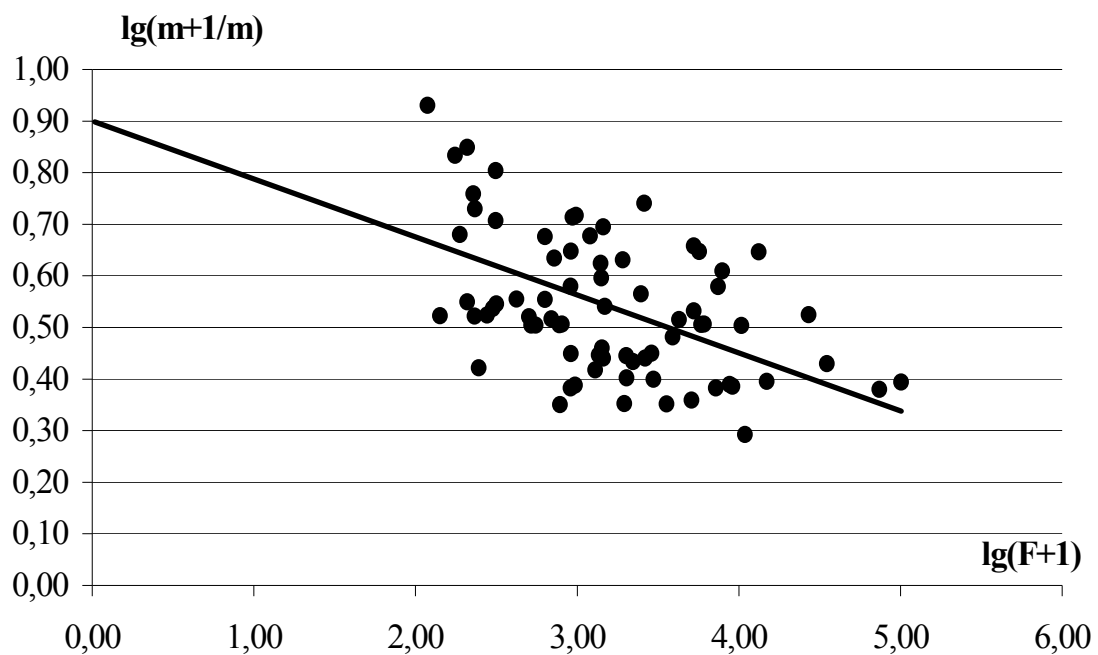


Рисунок 4.1 - Залежність коефіцієнта нерівномірності руслового припливу від площі водозборів річок басейну Прип'яті

#### 4.2.2 Тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі

У програмах стаціонарних гідрометеорологічних спостережень країн світу, у тому числі й в Україні, відсутні систематично організовані дослідження за тривалістю схилового припливу в період паводків і водопілля, хоча, як наголошувалося вище, це одна з базових характеристик розрахункових і прогнозних схем максимального стоку дощових паводків і

весняних водопіль. Основною причиною є дорожнеча в проведенні подібного роду експериментальних досліджень. З іншого боку, висока просторова мінливість полів  $T_0$ , обумовлена мінливістю характеристик підстильної поверхні, утрудняє організацію спостережень за  $T_0$  у принципі. Тому в розрахункових схемах намагаються або якимсь чином обійти необхідність визначення  $T_0$ , або з цією метою використовуються непрямі методи.

Уперше спроба встановлення  $T_0$  у рамках типізованого гідрографа схилового припливу була здійснена А.М.Бефані [51]. При схематизації гідрографів у вигляді трикутника й за умови неповного схилового припливу

$$T_0 = 50 \frac{y_m}{q'_m}. \quad (4.19)$$

При завершеному стоці шар припливу  $Y_m$  розраховується за формулою

$$y_m = S_m - E \sqrt{S_m}, \quad (4.20)$$

де  $S_m$  – розрахунковий шар водоутворення;

$E = a_2 \Phi^{2/3}$  (де  $\Phi$  – геоморфологічний фактор, який дорівнює відношенню довжини схилів  $l$  на  $\sqrt{I_{cx}}$ ,  $a_2$  – коефіцієнт степеневі формули водоутворення).

У випадку незавершеного схилового стоку

$$Y_m = \alpha a_3 \sqrt{I_{cx}} S_m^{7/4}, \quad (4.21)$$

де  $\alpha$  - коефіцієнт густоти яружно-балкової мережі;

$$a_3 = 0.000372 / a_2^{3/2}.$$

Труднощі в реалізації запропонованої А.М.Бефані розрахункової методики щодо визначення  $T_0$  полягають насамперед у відсутності даних про водоутворення  $S_m$ . Немалі труднощі містяться й в одержанні даних по морфометрії схилів. Очевидно, з цих об'єктивних причин метод значного поширення не набув.

Другий напрямок, причому досить плідний, одержав свій розвиток після опублікування статті [59]. У ній запропоновано метод визначення  $T_0$  чисельним шляхом у рамках відомої формули А.М.Бефані (2.43), але з включенням до неї редуційного коефіцієнта  $\varepsilon_F$ , пов'язаного, як виявилось з часом, з ефектами русло-заплавного регулювання.

Базові рівняння для визначення  $T_0$ , з урахуванням (2.49) і (2.52) мають вигляд [59]:

$$\text{а) } t_p / T_0 < 1.0$$

$$\frac{nq_m}{Y_m \varepsilon_F} T_0^{n+1} - (n+1)T_0^n + \frac{m_1+1}{m_1} t_p^n = 0; \quad (4.22)$$

$$\text{б) } t_p / T_0 \geq 1.0$$

$$\frac{1}{m_1+1} T_0^n + \frac{m_1+n+1}{(m_1+1)(n+1)} \left( \frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F} t_p - \frac{m_1+n+1}{n+1} \right) t_p^{m_1} = 0. \quad (4.23)$$

Рівняння (4.22) і (4.23) містять надлишкове число невідомих ( $\varepsilon_F$  і  $T_0$ ), які у свою чергу залежать від низки місцевих факторів підстильної поверхні. У [59] задача встановлення  $\varepsilon_F$  і  $T_0$  вирішується за допомогою методу простої однокрокової ітерації з накладенням обмеження на параметр  $\varepsilon_F$  – він на першому етапі виконання ітераційних процедур береться рівним одиниці. Сказане, щоправда, відноситься тільки до рівняння (4.22), тому що (4.23) вирішується алгебраїчним шляхом.

Алгоритм визначення  $T_0$  побудовано таким чином, що початкове наближення відноситься до (4.22). Якщо ж на якомусь кроці ітераційного процесу виявиться, що  $T_0 < t_p$ , то пошук кореня здійснюється за (4.23).

Розрахунок величини  $T_0$  виконано на основі комп'ютерної моделі «Сагуар», яка дозволяє в автоматичному режимі здійснювати розрахунки та будувати розрахункові залежності в межах розглядуваного району Українського та Білоруського Полісся.

З урахуванням отриманого  $n=0.14$  і, беручи  $m=1.0$ , операторні рівняння для визначення  $T_0$  набудуть вигляду:

а) при  $t_p < T_0$

$$T_o = \left[ \frac{2.0 \cdot \varepsilon_F Y_m}{q_m} (1.14 \cdot T_o^{0.14} - 0.93 \cdot t_p^{0.14}) \right]^{0.88}; \quad (4.24)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$T_o = \left( 1.88 - \frac{q_m}{0.28 \cdot Y_m \cdot \varepsilon_F} \right) \cdot 1.88 t_p. \quad (4.25)$$

Дослідження [59] показали, що рівняння (4.24) має два дійсних корені, причому один з них (при  $T_0 > t_p$ ) має фізичний сенс. При проведенні розрахунків нульове наближення рекомендується починати зверху, з деякого числа, що значно перевищує  $t_p$ .

*Розрахунок тривалості схилового припливу води у першому наближенні.* Відомий шлях числового визначення тривалості схилового припливу води  $T_0$  на базі рівнянь (4.24) і (4.25) на першому етапі передбачає прийняття  $\varepsilon_F = 1.0$ . Після числового розв'язання (4.24) і (4.25), в залежності від співвідношення  $t_p / T_0$  перші наближені величини  $T_0'$  пов'язуються з розмірами водозборів.

Використовуючи екстраполяцію залежностей  $T'_0 = f[\lg(F + 1)]$ , знаходиться орієнтоване значення  $T_0$ . Саме воно дозволяє, спираючись на (2.59), визначити коефіцієнт русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$

$$\varepsilon_F = \left( \frac{q_m}{q'_m} \right) / \left[ \psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right) \cdot r \right]. \quad (4.26)$$

На цьому перший етап і закінчується. Але стосовно весняного водопілля можна скористатись більш надійним методом. З цією метою запишемо вираз для  $T_0$  в період водопілля

$$T_0 = T_{сн} + t_{сх}, \quad (4.27)$$

де  $T_{сн}$  – тривалість сніготанення;

$t_{сх}$  – тривалість схилового припливу.

При водопіллі  $T_{сн} \gg t_{сх}$ , тобто без великих похибок можна вважати

$$T_0 \approx T_{сн}. \quad (4.28)$$

Дані по  $T_{сн}$  були запозичені з „Климатических справочников” і в середньому для досліджуваної території  $T_{сн} = T_0 = 500$  год.

*Обчислення тривалості схилового припливу води у другому наближенні.* При розрахунку у другому наближенні для кожного поста вводиться свій  $\varepsilon_F$ , знятий з графіка  $\varepsilon_F = f[\lg(F + 1)]$ , і при цих значеннях розраховуються остаточні значення шуканої величини  $T_0$ . Оскільки в подальшому величина  $T_0$  буде використовуватися не тільки у розрахунковій схемі, а й в прогнозній, то розраховані два варіанти шуканої величини – з використанням середньобогаторічних шарів стоку і максимальних модулів весняного водопілля та на основі даних про шари стоку і максимальні модулі 1%-ої забезпеченості.



4.2.2.1 Дослідження впливу місцевих факторів на величину тривалості припливу води під час весняного водопілля та узагальнення її за територією басейну р. Прип'ять. Після виконаних розрахунків подальшою задачею є просторове узагальнення розрахункової тривалості припливу. На рівнинних територіях характеристики весняного водопілля багато в чому пов'язані з географічним положенням об'єктів. Тому, щоб вивчити питання впливу на тривалість припливу  $T_0$  комплексу місцевих чинників (залісеності, заболоченості, закарстованості), необхідно спочатку дослідити закономірності географічної обумовленості. Для цього достатньо побудувати графік зв'язку  $T_0 = f(\varphi^o)$ , де  $\varphi^o$  - широта геометричних центрів водозборів. Потім приведені до однієї широти значення  $T_0$  досліджуються на факторну обумовленість.

Дуже поширеним прийомом узагальнення даних про тривалість припливу паводкових вод зі схилів до руслової мережі є районування цієї величини [60]. Між іншим, ще в 1949 р. В.І.Мокляком [61] була реалізована ідея побудови карти ізолій тривалості водовіддачі талих вод на території України. Пізніше він же запропонував аналітичну форму зв'язку між  $T_0$  і  $Y_m$ , яка представлена рівнянням

$$T_0 = 0.06 \cdot Y_m. \quad (4.29)$$

Є.Д.Гопченко, разом із Т.В.Деркач [62], для весняної повені в басейні Верхнього Дніпра усе ж віддали перевагу картуванню  $T_0$ , виходячи із широтної закономірності, незважаючи на те, що взагалі  $T_0$  і  $Y_m$  характеризуються і своїми індивідуальними особливостями просторового розподілу.

Для врахування впливу місцевих чинників на тривалість припливу ними також запропоновані поправкові коефіцієнти. Так, для залісених водозборів пропонується вводити коефіцієнт  $k_n$

$$k_n = 1 + 0.018 f_n, \quad (4.30)$$

де  $f_l$  - відносна залісеність, %.

Аналогічно для заболочених водозборів

$$k_{\bar{o}} = 1 + 0.04 f_{\bar{o}}, \quad (4.31)$$

де  $f_{\bar{o}}$  - відносна заболоченість, %.

Відповідно до (4.30) і (4.31), при 100%-ній 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 [63]. За даними цих авторів, пропонуються такі поправкові коефіцієнти для врахування впливу місцевих факторів на тривалість припливу:

$$k_{\bar{o}} = 1 + 0.32 \lg(f_{\bar{o}} + 1); \quad (4.32)$$

$$k_l = 1 + 0.33 \lg(f_l + 1). \quad (4.33)$$

Таким чином, відповідно до (4.32) і (4.33) при 100%-вій заболоченості або залісеності тривалість припливу збільшується приблизно в 1.65 разу.

В структурі об'ємної формули В.І.Мокляк [61] для території України запропонував ввести ці ж поправки за допомогою множника

$$m_c = 1 + (0.07 \div 0.08) f_l + 0.001 f_{\bar{o}}. \quad (4.34)$$

Як очевидно з (4.34), він вводить значно менші розміри коефіцієнтів впливу залісеності і заболоченості на  $T_0$  - в 1.75 разу при 100%-вій залісеності й у 1.1 разу - при такій же заболоченості.

Вплив лісу на тривалість припливу, відповідно до [62], має два аспекти. По-перше, у зв'язку з нижчою інтенсивністю сніготанення в лісі спостерігається й більш пізній схід снігового покриву у порівнянні з польовими ділянками. По-друге, наявність на водозборі лісів є причиною

асинхронності процесів сніготанення в полі й у лісі, що також спричиняє подовження тривалості припливу зі схилів до руслової мережі.

Крім заболоченості і залісеності на розмір  $T_0$  також може впливати наявність карста на водозборі. Як показано у [64], в деяких випадках він може збільшувати  $T_0$  практично у 2 рази.

Для виключення впливу географічної складової у межах басейну Прип'яті всі значення  $T_0$  були приведені до широти  $50^0$  півн.ш.:

а) значення  $T_0$ , розраховані за моделлю типового гідрографа

$$(T_o)_{\varphi=50} = T_o - 61,2(\varphi^o - 50). \quad (4.35)$$

б) значення  $T_0$ , розраховані за моделлю гідрографу 1%-ої забезпеченості

$$(T_o)_{\varphi=50} = T_o - 60,7(\varphi^o - 50). \quad (4.36)$$

Як видно з рівнянь (4.35) і (4.36), коефіцієнти регресій в них практично однакові, що свідчить про сталу зміну досліджуваної величини у широтному напрямку.

Побудова залежностей  $(T_o)_{\varphi=50}$  від залісеності водозборів показала, що значущого впливу на тривалості припливу тало-дощової води зі схилів частка лісів на водозборі не має.

Дослідження характеру зв'язку між  $T_0$  і заболоченістю водозборів  $f_6$  (незалежно від їх географічного положення) свідчать також про відсутність суттєвого впливу і цього фактора.

Аналізуючи одержані результати, які відрізняються від отриманих іншими авторами [63] і свідчать про практичну відсутність впливу залісеності і заболоченості на величину тривалості схилового припливу, необхідно враховувати той факт, що в даній роботі використаний інший розрахунковий період, а також те, що підчас формування водопіль 1% ймовірності перевищення зволоження підстильної поверхні водозборів

буде практично максимальним і регулюючий ефект боліт і лісів буде зменшений.

Після аналізу факторної обумовленості тривалості схилового припливу побудовані карти розподілу цих величин по території басейну Прип'яті (рис.4.2, рис.4.3).

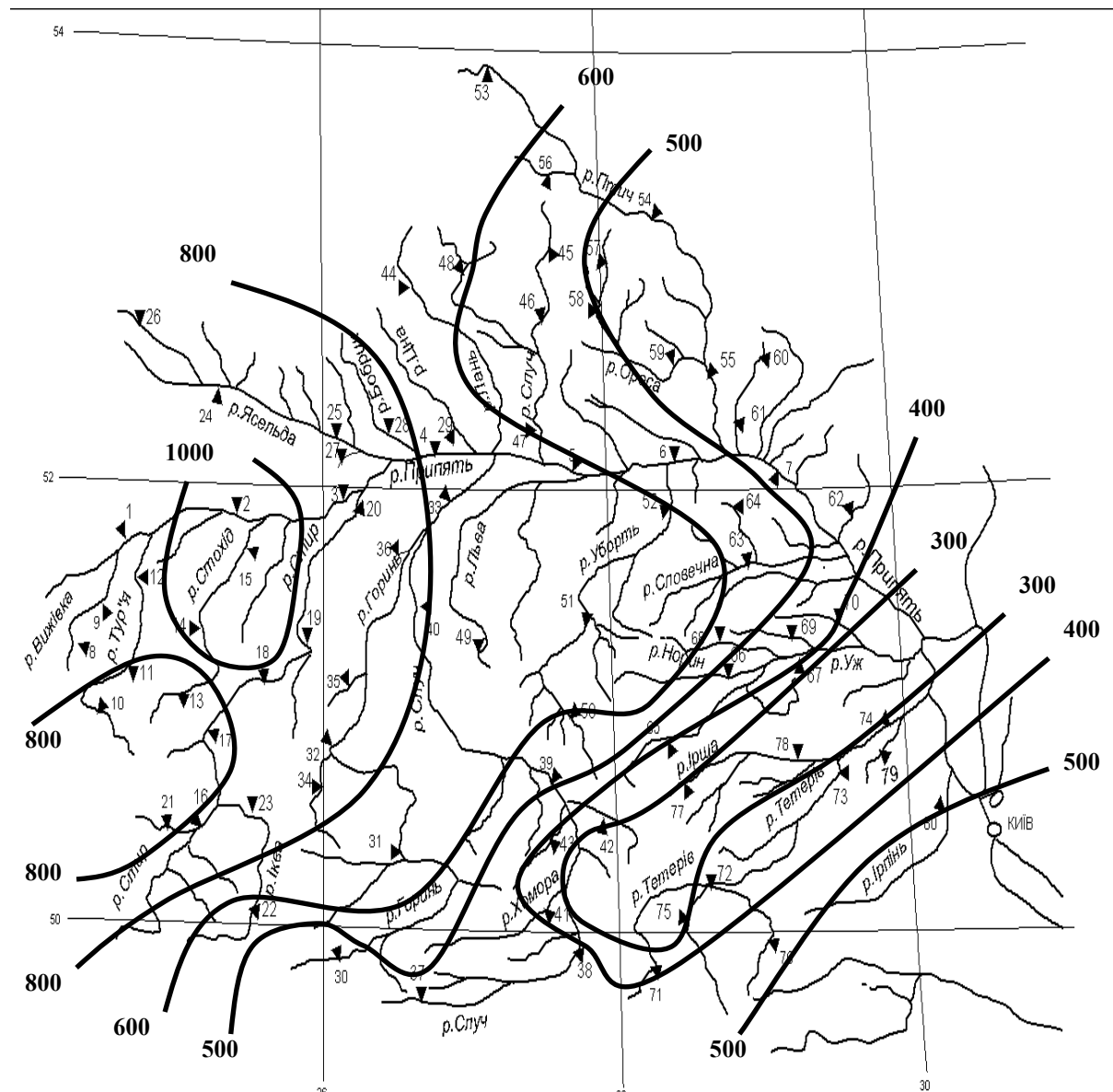


Рисунок 4.2 – Розподіл по території тривалості схилового припливу тало-дошової води, розрахованої за нормами максимального стоку в басейні р. Прип'ять, год

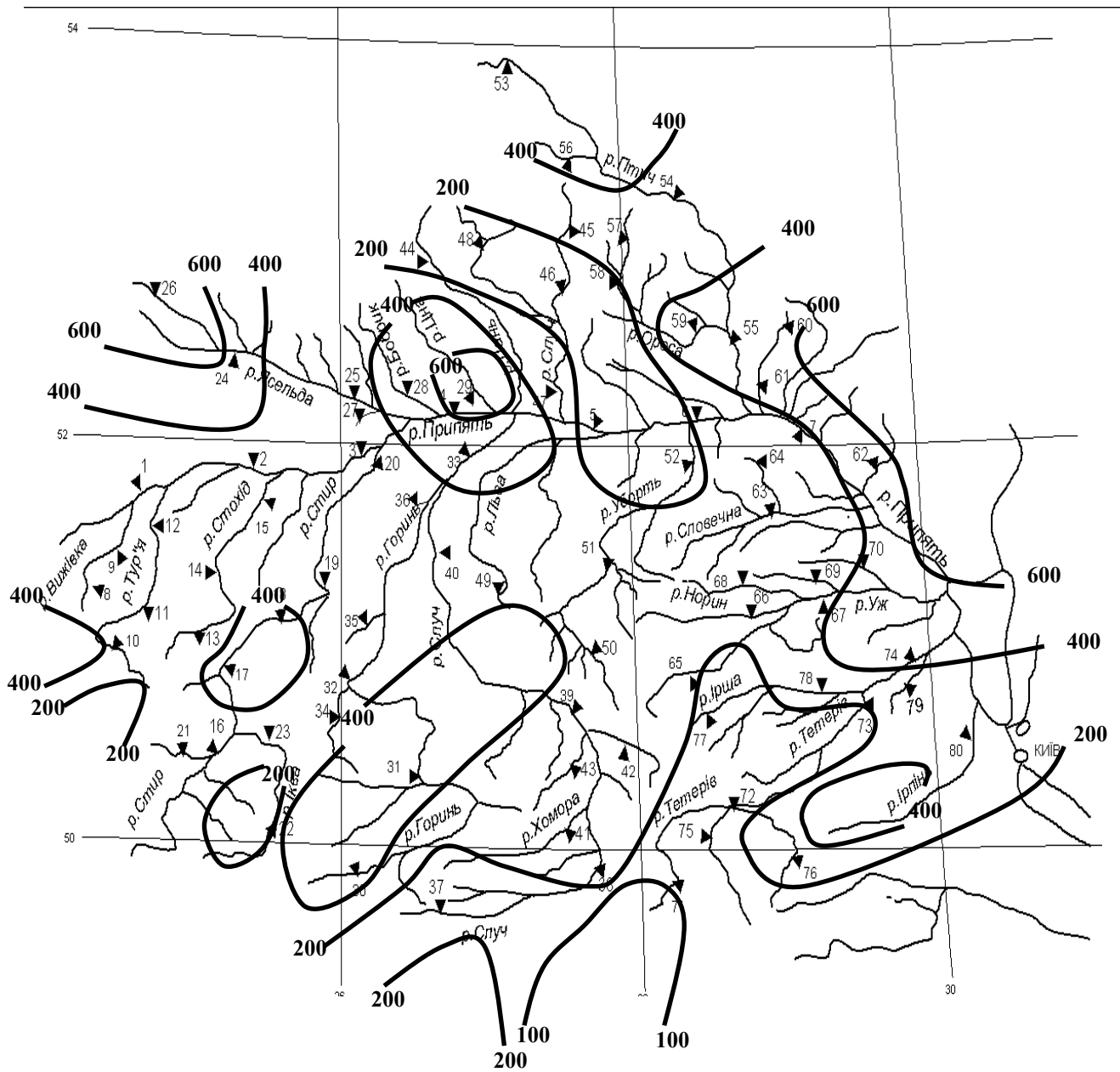


Рисунок 4.3 – Розподіл по території тривалості схилового припливу тало-дощової води, розрахованої за 1%-ми значеннями максимального стоку в басейні р. Прип'ять, год

Значення  $T_0$ , які розраховані на основі моделі типового гідрографа, змінюються від 1000-800 до 300-500 годин у напрямку з північного заходу на південний схід. Найбільше значення  $T_0$  (1000 год) спостерігається у

Турія-Стохідському межиріччі, яке відповідає однойменному карстовому району.

Значення  $T_0$ , розраховані на основі моделі 1%-го гідрографа, за абсолютними величинами менше від середньобагаторічних практично в 1,5-2 рази. Пояснити це можна тим, що при формуванні водопіль рідкісної ймовірності перевищення гідрограф буде мати меншу тривалість і буде більш гостровершинним у порівнянні з типовим, більш пологим і розтягнутим у часі.

Отже, як добре ілюструє рис.4.3, значення  $T_0$ , розраховані по 1%-их величинах стоку, в цілому змінюються по території у напрямку з півночі на південь від 400 до 100 годин, в той же час максимальні значення (600 год) спостерігаються на північному заході (верхів'я р.Ясельда, басейн р. Цна) та на північному сході – рр. Іппа, Віть та ін. Окремі замкнені ізолінії підвищених значень  $T_0$  (до 400год) пов'язані з карстовими районами - Верхньоприп'ятським, який охоплює карстові ділянки з воронками в басейні р. Виживка; Турія-Стохідським, який включає верхів'я басейну р.Турія і Турія-Стохідське межиріччя; Центральним, що охоплює річки Стохід, Стир, Горинь з карстовими воронками і джерелами .

Таким чином, проаналізувавши факторну обумовленість досліджуваної величини  $T_0$  в басейні р. Прип'ять, автори дійшли висновку, що основним фактором, який впливає на величини  $T_0$ , є широта місцевості, яка дає підставу для картування. Серед зональних факторів суттєвий вплив на  $T_0$  має карст, який збільшує величини тривалості припливу води зі схилів під час водопілля.

#### **4.3 Максимальні модулі схилового припливу**

Однією з головних складових розрахункової формули є максимальний модуль схилового припливу  $q'_m$ . Визначити його можна за наявності значень коефіцієнта нерівномірності схилового припливу

$(n+1)/n$ , тривалості схилового припливу  $T_0$  і шарів стоку за формулою (2.155)

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m$$

або з використанням даних про максимальні снігозапаси

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + X)_{1\%} \eta.$$

Для розглядуваної території значення  $q'_m$  розраховані для всіх постів за обома варіантами. Отримані значення дають можливість оцінити максимальні граничні значення схилового припливу, які в подальшому формують русловий стік. В басейні р. Прип'ять максимальні модулі схилового припливу змінюються в діапазоні від 0,47-0,50 (рр. Ясельда, Жегулянка) до 2,60-3,36 м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>) (рр. Тня, Случ).

Для характеристики загальної редукації максимального модуля стоку зі зростанням площі водозборів розраховано коефіцієнт  $q_m / q'_m$ . Своєю верхньою межею цей коефіцієнт має одиницю, що спрощує його екстраполяцію в області невеликих площ, дані по яких найчастіше відсутні. Отже після обчислення  $q'_m$  побудована залежність коефіцієнтів загальної редукації від площі водозборів, яка показана на рис.4.4. Як можна бачити з рис.4.4, проведення лінії зв'язку спрощується тим, що залежність проходить через  $lg(q_m / q'_m) = 0$  при  $lg(F + 1) = 0$ .

В загальному випадку отримана залежність описується рівнянням (2.9)

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

Для басейну р. Прип'ять  $n_1 = 0.28$ , надалі отримана залежність буде використана при обґрунтуванні інших параметрів розрахункової схеми.

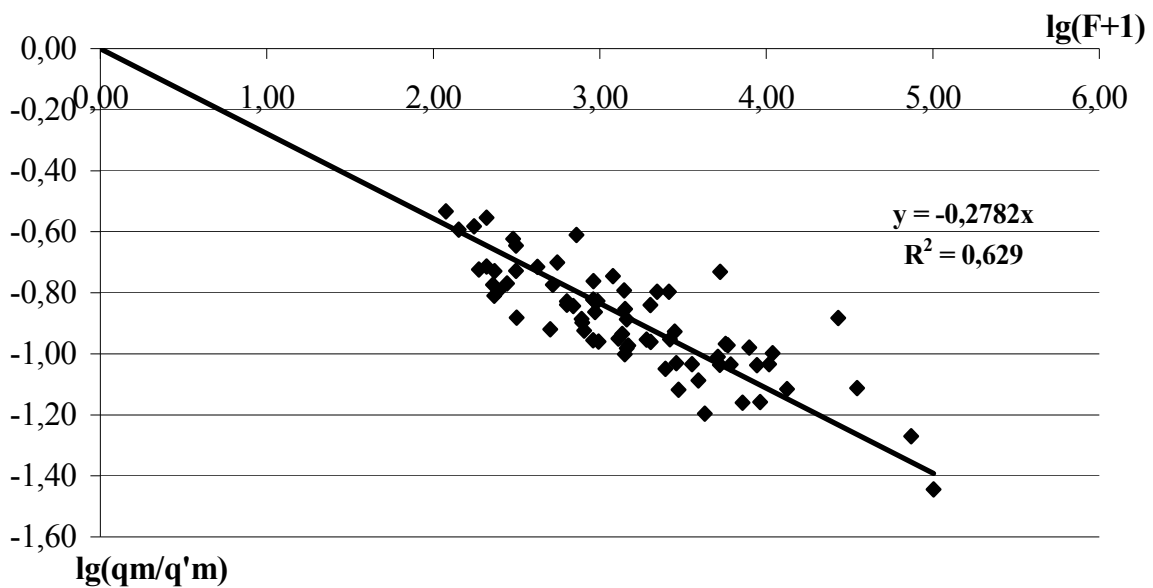


Рисунок 4.4 – Залежність коефіцієнтів загальної редукції максимального стоку від площі водозборів в басейні р.Прип'ять.

#### 4.4 Трансформаційні функції

##### 4.4.1 Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом часу руслового добігання

Як відзначалося вище, максимальний модуль стоку води зі схилів до руслової мережі  $q'_m$  під впливом трансформаційних ефектів, пов'язаних з переміщенням хвиль водопілля, їх регулюванням русло-запальною місткістю і водоймами проточного типу (озерами, сховищами, ставками) піддається редукції і тим більшою мірою, чим більше розміри річок. Зупинимося на тій частині редукції  $q'_m$ , що обумовлена часом руслового добігання  $t_p$ , а також характером припливу води зі схилів до руслової мережі і будовою гідрографічної мережі.



Трансформаційна функція  $\Psi(t_p/T_0)$  визначається співвідношенням  $t_p/T_0$  за формулами (2.150) і (2.153). З урахуванням отриманого для басейну Прип'яті значення  $n=0.14$  та, беручи  $m=1.0$ , запишемо розрахункові рівняння в редакції:

а) при  $t_p/T_0 = 0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1.0; \quad (4.37)$$

б) при  $0 < t_p/T_0 < 1.0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - 0.82 \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^{0.14}; \quad (4.38)$$

в) при  $t_p/T_0 \geq 1.0$

$$\psi(t_p/T_0) = 0.125 \frac{T_0}{t_p} \left[ 2 - 0.53 \left( \frac{T_0}{t_p} \right) \right]. \quad (4.39)$$

Встановлення для кожного водозбору  $\Psi(t_p/T_0)$  здійснюється за схемою:

1. Час руслового добігання  $t_p$  за відомих  $F$  і  $l_{зв}$  обчислюється за (4.1).
2. Тривалість схилового припливу  $T_0$  визначається за картою, яка представлена на рис.4.3.
3. Для всіх пунктів знаходиться співвідношення  $t_p/T_0$ .
4. За допомогою рівнянь (4.37-4.39) розраховуються ординати трансформаційної функції  $\Psi(t_p/T_0)$ . Змінюється  $\Psi(t_p/T_0)$  від 0.58

(р. Вижівка - с. Руда,  $t_p/T_0=0.01$ ) до 0.21 (р. Прип'ять - м. Мозир,  $t_p/T_0=0.77$ ). Залежність  $\Psi(t_p/T_0) = f(t_p/T_0)$  наведена на рис.4.5.

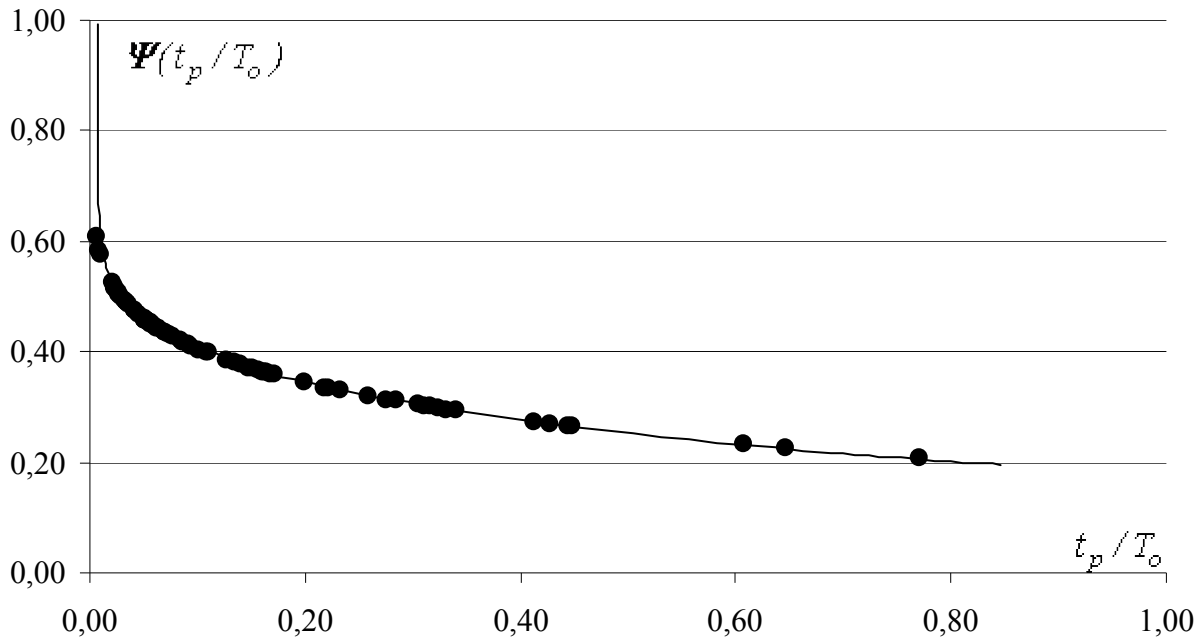


Рисунок 4.5 – Трансформаційна функція  $\Psi(t_p/T_0)$  для р. Прип'ять.

#### 4.4.2 Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом русло-заплавного регулювання

У пропонуваній схемі русло-заплавне регулювання враховується за допомогою коефіцієнта  $\varepsilon_F$ . Слід відзначити, що русло-заплавна трансформація – одне з найменш досліджених питань у розрахункових схемах максимального стоку. Пов'язано 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 [54], одна з головних труднощів полягає у відсутності масових морфометричних і гідравлічних

характеристик русел і заплав. Дійсно, щоб безпосередньо оцінити об'єми води на значних ділянках, а тим більше для всієї річки в цілому, необхідні дорогі польові і камеральні роботи. Саме цією обставиною можна пояснити стримування розвитку теорії і практики в області гідрології паводків.

Уперше при використанні класичної теорії руслових ізохрон для прогнозу гідрографа весняного водопілля О.В.Огієвський [20] додаткову трансформацію, пов'язану з русло-заплавним регулюванням, запропонував враховувати за допомогою кривої об'ємів.

В останні роки одержали розвиток методи побудови кривих об'ємів за матеріалами топографічних зйомок і промірів, а також за результатами аерофотозйомок розливів. Поки можна вказати, що останні високою точністю не відрізняються.

Н.Ф.Бефані [65], допускаючи, що: а) площі перерізу заплавного ( $\omega_n$ ) і підруслового ( $\omega_a$ ) потоків пов'язані лінійною залежністю із сумарною площею живого перерізу потоку  $\omega$ ; б) коефіцієнти регресії цих залежностей виходять з початку координат і залишаються постійними по довжині річки запропонувала формулу для коефіцієнта русло-заплавного регулювання ( $\varepsilon_F$ ) максимальної витрати води у вигляді:

$$\varepsilon_F = \left( 1 + a_F \frac{b_n}{F^n} \right)^{-1}, \quad (4.40)$$

де  $a_F$  – параметр, пов'язаний зворотною залежністю з індексом зволоження як характеристикою ступеня заповнення місткості регулювання;

$b_n$  – ширина заплави на замикальній ділянці.

Використання залежності вигляду (4.40) вкрай утруднено, тому що точність даних про ширину заплав  $b_n$  є не дуже високою. Що стосується запропонованої в [65] формули, то з огляду на (4.40), її можна було б спростити, виразивши  $\varepsilon_F$  тільки в залежності від  $F$ .

Дослідження [59, 60] показали, що  $\varepsilon_F$  знаходиться в більш складному взаємозв'язку зі стокоформуєчими факторами, чим це впливає з рівняння (4.40). Істотно впливає на  $\varepsilon_F$  (особливо в діапазоні  $t_p / T_0 < 1.0$ ) форма

гідрографів схилового припливу. У цій же роботі наводяться рівняння, що дозволяють прямим шляхом знаходити коефіцієнт русло-заплавного регулювання:

а) при  $t_p / T_0 < 1.0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m} \left[ 1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]^{-1}; \quad (4.41)$$

б) при  $t_p / T_0 \geq 1.0$

$$\varepsilon_F = \frac{q_m}{q'_m} \frac{n + 1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[ \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left( \frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]^{-1}. \quad (4.42)$$

На перший погляд може здатися, що розрахунок  $\varepsilon_F$  за допомогою (4.41) чи (4.42) особливих труднощів не викликає, тому що параметри, які входять до них, 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 редуційної формули (2.9). Але, як показано у п.2.1, 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 представляється більш обґрунтованим інший методичний підхід при визначенні  $n_1$  у редуційному комплексі

$$q_m / q'_m = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (4.43)$$

Він полягає в прямому обчисленні  $q'_m$  для кожного з водозборів (див.п.4.3). Потім по наявних рядах обчислюється відношення і будується графік зв'язку  $q_m / q'_m = f[\lg(F + 1)]$ , по якому і встановлюється  $n_1$ . Залежність показана на рис.4.4, а  $n_1=0.28$ .

Величини коефіцієнтів русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$ , обчислені за викладеною схемою, охоплюють діапазон площ водозборів від 118км<sup>2</sup> (р.Меречанка-с.Ставок) до 101000 км<sup>2</sup> (р.Прип'ять-м.Мозир). При цьому  $\varepsilon_F$  змінюється від 0.48 до 0.16.

З метою аналізу ступеня впливу різних типів трансформації на величину загальної редуції максимальних модулів стоку весняного водопілля на досліджуваній території побудована залежність, яка показана на рис.4.6. Слід зазначити, що виявляється чітко виражена закономірність убавання  $\varepsilon_F$  з ростом площі водозборів, також як і трансформаційної функції  $\Psi(t_p / T_o)$ . В цілому для басейну р. Прип'ять є характерним більш вагомий вплив русло-заплавного регулювання на  $q_m$  у порівнянні з русловою трансформацією.

Для зручності користування коефіцієнт  $\varepsilon_F$  можна представити бути представлений у вигляді таблиці (табл.4.2).

Таблиця 4.2 - Коефіцієнти русло-заплавного регулювання максимального модуля стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

$F, 2$ км <sup>2</sup>	0	10	50	100	500	1000	5000	10000	$\geq 100000$
$\varepsilon_F$	1.0	0.69	0.55	0.50	0.39	0.35	0.27	0.25	0.17

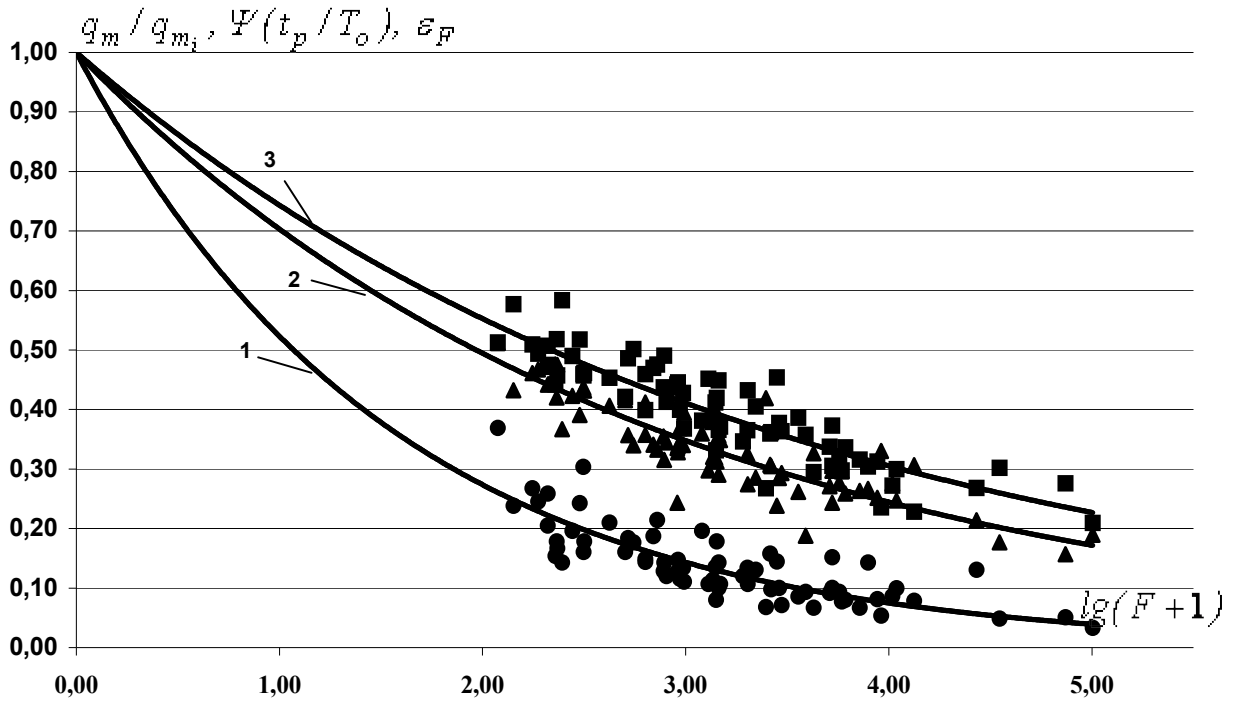


Рисунок 4.6 - Залежність коефіцієнтів загальної редукції (1), руслової трансформації (2) і русло-заплавного регулювання (3) від площі водозборів річок басейну Прип'яті.

#### 4.5 Оцінка можливого впливу озер та водосховищ на максимальний стік весняного водопілля

До водойм проточного типу відносять: озера, водосховища, ставки. Маючи регулюючі місткості, вони, у залежності від їх розмірів, спроможні тою або іншою мірою 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 дано Д.І.Кочеріним [66]. Коефіцієнт трансформації максимальної витрати водосховищем  $r$  є відношенням

$$r = \frac{(Q_m)_2}{(Q_m)_1} = 1 - \frac{\Delta V}{W}, \quad (4.44)$$

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

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

$\Delta V$  - регулюючий об'єм водоймища (озера, водосховища, ставка);

$W$  - об'єм паводка.

Оцінка  $r$  за формулами вигляду (4.44) 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 СНіП 2.01.14-83 [17]

$$r = \frac{1}{1 + cf'_{oz}}, \quad (4.45)$$

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

$f'_{oz}$  - середня зважена озерність

$$f'_{oz} = \sum_{i=1}^N (100F_{oz}F_i / F^2), \quad (4.46)$$

$f_{oz}$  - площа дзеркала  $i$ -ої водойми;

$F_i$  - площа водозбору озера.

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

$$f'_{oz} = 0.36(f_{oz} - 2), \quad (4.47)$$

де  $f_{oz}$  - відносна озерність, %

$$f_{oz} = \frac{\omega_i}{F}, \quad (4.48)$$

$\omega_i$  - площа дзеркала  $i$ -го озера.

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

#### 4.6 Перевірні розрахунки

Для розрахунку максимального стоку весняного водопілля різної ймовірності перевищення річок басейну Прип'яті 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  $1\%$ -ої ймовірності перевищення;

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

$\varepsilon_F$  - трансформаційна функція, обумовлена русло-заплавним регулюванням;

$r$  - коефіцієнт трансформації, пов'язаний з наявністю на водозборі озер, водосховищ чи ставків руслового типу;

$\lambda_p$  - коефіцієнт переходу від опорної  $1\%$ -ої ймовірності перевищення до будь-якої іншої.

Необхідний мінімум вихідних даних: площа водозбору ( $F$ ,  $\text{км}^2$ ), середньозважений ухил водотоку ( $I$ ,  $\%$ ), гідрографічна довжина річки ( $L$ ,  $\text{км}$ ), залісеність водозбору ( $f_n$ ,  $\%$ ). Порядок розрахунку опорного значення  $q_p = q'_{1\%}$  наводиться в такій послідовності:

1. Максимальний модуль схилового припливу  $q'_m$  обчислюється за формулою



$$q'_{1\%} = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}, \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2),$$

де  $(n+1)/n$  – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу до руслової мережі, рівний для всього басейну Прип'яті 8.0;

$T_0$  – тривалість схилового припливу, год;

$Y_{1\%}$  - шар стоку весняного водопілля, мм.

Тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі  $T_0$  визначається для центрів тяжіння водозборів за допомогою карти, представленої на рис.4.4

Шар стоку весняного водопілля також визначається за допомогою карти, яка представлена на рис.3.7

2. Пропонується також інший варіант визначення максимального модуля схилового припливу  $q'_m$ , який обчислюється за формулою:

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + \sum X) \eta_{1\%}, \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2),$$

$\eta$  – коефіцієнт стоку;

$S_m$  – максимальні снігозапаси до початку водопілля;

$X$  – кількість опадів від дати  $S_m$  до закінчення водопілля;

2.1 Коефіцієнт стоку  $\eta$  визначається за допомогою карти (рис.3.12) по центру тяжіння водозборів та за рівнянням (3.72), залежно від площі водозбору  $F$ . Водоподача на водозбір визначається як

$$(S_m + \sum X) \eta_{1\%} = (\bar{S}_m + \sum X) k_{1\%},$$

де  $\bar{S}_m$  - середня багаторічна величина максимальних снігозапасів на початок водопілля, яка знімається з карти (рис.3.8) по центру тяжіння водозборів. Для врахування розбіжності у снігозаписах в полі і в лісі

снігозапаси на басейні визначаються як середньозважене значення за формулою (3.66);

$k_{1\%}$  - модульний коефіцієнт забезпеченості  $P=1\%$ , який розраховується за допомогою таблиць трипараметричного гама-розподілу, маючи на увазі, що  $k_{1\%} = f(P=1\%; C_v; C_s / C_v = 1.0)$ . Що ж стосується  $C_v$ , то його значення визначається за формулою (3.67).

2.2 Кількість опадів  $\sum x$ , яка встановлюється за формулою (3.68).

3. Як вже наголошувалося, для басейну Прип'яті можна взяти  $n = 0.14$  і  $m_1 = 1.0$ . Тривалість схилового припливу  $T_0$  знімається з карти (рис.4.4) для центру тяжіння водозбору, а швидкість добігання, яка необхідна для визначення  $t_p$ , обчислюється за формулою (4.10). Після цього розраховується трансформаційна функція  $\Psi(t_p / T_0)$  за формулами (4.37 - 4.39).

4. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$  установлюється по табл.4.2 в залежності від площі водозбору.

5. Коефіцієнт руслової трансформації  $r$ , пов'язаний з регулюванням паводків озерами, водосховищами і ставками проточного типу. Його рекомендується обчислювати за формулою (4.42), що міститься в нормативному документі СНіП 2.01.14-83.

6. Якщо є необхідність переходу від опорної 1%-вої забезпеченості до інших ( $P=3,5,10\%$ ), тоді по табл.3.2 визначається коефіцієнт забезпеченості  $\lambda_p$ .

7. Результати перевірних розрахунків по двох варіантах розрахунку (з використанням даних по шарах стоку і максимальних снігозаписах) свідчать про те, що середнє відхилення розрахункових величин від вихідних значень при розрахунках за першим варіантом становило  $\pm 20.7\%$ , за другим -  $\pm 19.7\%$ . Це повною мірою відповідає точності вимірювання максимальних витрат води на стаціонарній мережі Гідрометслужби України.

## **5 ОБҐРУНТУВАННЯ НАУКОВО-МЕТОДИЧНОЇ БАЗИ ТА РЕАЛІЗАЦІЯ МЕТОДУ ДОВГОСТРОКОВОГО ПРОГНОЗУВАННЯ ШАРІВ СТОКУ І МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.ПРИП'ЯТЬ**

### **5.1 Огляд існуючих методів довгострокового прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля**

Процес формування весняного стоку річок є результатом складного комплексу взаємодіючих факторів природного середовища, значна змінність яких у часі та просторі обумовлює суттєві труднощі при створенні методів та методик прогнозування річкового стоку. Розробка наукового методу прогнозування тісно пов'язана з глибоким та детальним фізичним і теоретичним аналізом умов формування водного режиму річки. Тому розвиток науки прогнозування стоку весняного водопілля річок відбувався протягом тривалого періоду при накопиченні даних натурних спостережень і поглибленні уявлень про процеси і фактори розвитку весняного режиму водності річок.

Відзначимо основні періоди в розвитку та головні дослідження в галузі довгострокових гідрологічних прогнозів весняного стоку рівнинних річок, використовуючи наукові літературні джерела [67,68 та ін.].

#### **5.1.1 Розвиток довгострокового прогнозування характеристик максимального стоку рівнинних річок**

Розвиток довгострокових гідрологічних прогнозів на різних етапах історії пов'язаний з попитом народногосподарської діяльності. Велика небезпечність і матеріальні збитки від повеней у весняний період зумовили широкий розвиток питань прогнозування їх у гідрологічній науці. Зараз

існує велика кількість досліджень з формування і прогнозу характеристик весняного водопілля.

Глибокий аналіз процесів, що відбуваються на басейнах в період формування водопілля, і факторів, які його визначають, проведено в роботах А.І. Воєйкова й Є.А. Гейнца на основі розгляду умов утворення високого водопілля 1908 р. Цими авторами було вперше поставлено питання про організацію систематичних спостережень за весняним стоком і сніговим покривом з метою створення методів прогнозування підйомів весняних рівнів води.

До першого, найбільш раннього періоду, відносяться роботи з довгострокового прогнозу висоти весняного водопілля (1922 – 1924 рр.). Авторами цих робіт були В.М. Лебедев, А.В. Огієвський. Подальшого розвитку ця проблема набула в дослідженнях В.А. Назарова [69], В.Д. Комарова [70], Є.І. Попової [71] й інших авторів. Висоту весняного водопілля вони пов'язували з накопиченням снігу в басейні, ступенем промерзання ґрунту, його насиченням за рахунок осіннього зволоження і зимових відлиг, а також з очікуваними температурними умовами весни.

До цього ж періоду відносяться дослідження Д.І. Кочеріна (1926-1928 рр.) і Д.Л. Соколовського (1937 р.) з розрахунку максимальних витрат водопілля на основі генетичного аналізу процесів формування стоку всього періоду водопілля. Великий внесок у вивчення генезису формування весняного водопілля вніс М.А. Великанов [72], який вказував на необхідність всебічного наукового вивчення складного комплексу природних умов формування весняного стоку для створення такої спрощеної схеми, щоб її можна було покласти в основу розрахункових формул. Подальший розвиток методів прогнозування елементів весняного водопілля відбувався під керівництвом А.В. Огієвського в службі гідрологічних оповіщень Дніпробуду та в секторі гідрологічних прогнозів Українського управління гідрометслужби. Методи прогнозу весняного стоку в той час були засновані на встановленні кореляційних зв'язків елементів водопілля з його факторами. Зокрема, прогноз об'єму водопілля річок складався, як правило, за його зв'язком з максимальною витратою води [73].

Теоретичною базою подальших досліджень періоду середини 1930 – 1940-х років (другий період) в області вивчення весняного водопілля послужило рівняння водного балансу, можливість застосування якого в області короткострокових прогнозів стоку була показана Б.А. Аполловим ще у 1935 році. Вперше на основі розв'язання рівняння водного балансу В.Д. Комаровим [70], Є.М. Соколовою [74], О.А. Спенглером [75] були отримані емпіричні зв'язки шару водопілля з його факторами (запасами води в сніговому покриві і весняними опадами).

Нестача матеріалів спостережень за вологістю і глибиною промерзання ґрунту не дозволила кількісно оцінити їх вплив на втрати талих вод. Однак була зроблена низка висновків, що дало змогу глибше зрозуміти і вивчити фізичну сторону процесу формування весняного стоку. Зокрема, В.Д. Комаров [70] установив, що найбільші втрати талого стоку мають місце при недостатньо зволоженому і слабо промерзлому ґрунті.

О.А. Спенглер [76] і Є.М. Соколова [74] уперше вказали на вплив інтенсивності сніготанення у формуванні втрат талих вод. Цими ж авторами вперше надана і схема розрахунку гідрографів весняного водопілля по інтенсивності сніготанення на основі принципу елементарного паводка.

Питання розрахунку гідрографів весняного водопілля набули широкого розвитку в період 1920 – 1940-х років. Великий внесок у розвиток цього напрямку вніс М.А. Великанов [72], який на основі генетичного аналізу процесу формування водопілля одержав формулу припливу води зі схилів до руслової мережі в період танення снігу і випадання опадів.

Подальший розвиток питання про розрахунок гідрографів водопілля на основі генетичної формули М.А. Великанова при різних способах визначення часу добігання надано в роботах А.В. Огієвського [77], І.Г. Дмитрієвої [78], Б.А. Апполова [79], Г.П. Калініна [80], В.Д. Комарова [81], К.П. Воскресенського [82], Д.Л. Соколовського [83] та ін. Для визначення надходження води з річкових басейнів розглядалися питання розрахунку сніготанення і водовіддачі снігового покриву, поглинання води на водозборі.

Потреби у прогнозах весняного водопілля у зв'язку з початком експлуатації великої кількості водосховищ, а також накопичення теоретичних уявлень про формування водопілля та більш повні і надійні вихідні матеріали зумовили до появи багатьох досліджень, присвячених прогнозуванню шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля.

В основу прогнозу максимальної витрати води весняного водопілля ( $Q_m$ , м<sup>3</sup>/с) покладено рівняння, яке було запропоновано М.А.Великановим [72] у вигляді

$$Q_m = kF \frac{k_\phi}{T_\phi} Y_m, \quad (5.1)$$

де  $Y_m$  - шар стоку за водопілля, мм;

$F$  - площа басейну, км<sup>2</sup>;

$T_\phi$  - тривалість водопілля, д;

$k_\phi$  – коефіцієнт нерівномірності руслового стоку, який характеризує форму гідрографа водопілля;

$k$  - коефіцієнт розмірності.

Для практичної реалізації рівняння (5.1) при прогнозуванні максимальних витрат води водопілля необхідним є встановлення його параметрів (таких як  $k_\phi$ ,  $T_\phi$  і  $Y_m$ ). Тривалість водопілля  $T_\phi$  і параметр  $k_\phi$  для конкретних басейнів залежать від дружності весняного сніготанення і величини шарів стоку за водопілля  $Y_m$ , які не відомі на дату складання прогнозу і потребують свого визначення. Тому прогноз максимальних витрат води ведеться шляхом встановлення їх залежностей від шарів весняного стоку по зв'язках  $Q_m = f(Y_m)$ , а якість прогнозів  $Q_m$  буде залежати в основному від точності розрахунку шарів стоку  $Y_m$  [84].

Першим досвідом складання прогнозів максимальних витрат води водопілля за таким методом були роботи О.А.Спенглера [85], що відносяться до 40-х років минулого сторіччя. Пізніше такий спосіб прогнозування максимумів водопілля використовувався М.С.Саловим [86], В.Н.Паршиним і М.С.Саловим [87], В.Д.Комаровим [67], Г.П.Калініним і

Т.Т.Макаровою [88], В.В.Салазановим [47], М.В.Рудометовим [89], А.В.Крижанівською [90], М.Г.Рубцовим [91] та ін. Сучасні роботи [92, 93], а також навчальна і методична література [84, 94, 95, 96] свідчать про те, що цей підхід в області прогнозування максимальних витрат води водопілля досьогодні використовується в оперативній практиці гідрометслужби.

Точність залежностей  $Q_m = f(Y_m)$ , за даними В.Д.Комарова [67], краща для річок степової і лісостепової зон, де гідрографи весняного стоку на річках носять характер одноmodalної хвилі з вираженим максимумом. Лінійність зв'язків  $Q_m = f(Y_m)$  відзначається при постійній величині відношення  $\frac{k_\phi}{T_n}$ .

На річках лісової зони, де роташований басейн р. Прип'ять, особливо в її південній і південно-західній частинах, завдяки специфічності умов формування весняних водопіль, пов'язаних з частими зимовими відлигами і утворенням паводків на річках, а потім, часто, тривалим, несталим таненням снігу, неодноразовим потраплянням талої води з польових і лісових ділянок водозборів, великою кількістю дощових опадів, форма гідрографів має складний характер і є практично неповторною з року в рік. При цьому зв'язки  $Q_m = f(Y_m)$  стають менш тісними, а в окремі роки спостерігаються значні відхилення точок від лінії зв'язків [67].

За відсутності тісних зв'язків максимальних витрат води від шарів стоку за водопілля, їх уточнення досягається при введенні додаткових факторів, які характеризують, головним чином, температурні умови, що визначають хід сніготанення у весняний період (дружність сніготанення чи водопілля) [67,47,89]. Але їх використання не завжди можливе у зв'язку з тим, що самі показники невідомі на дати випуску прогнозу і підлягають наближеній оцінці або прогнозуванню, звичайно, враховуючи метеорологічний прогноз погоди.

Відома практика прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля на основі встановлення залежностей  $Q_m$  від основних

метеорологічних чинників водопілля [95], що визначають розміри майбутніх водопіль. Так, П.Ф.Вишневський [73] для басейну Дніпра показав, що величини максимальних витрат води залежать, головним чином, від максимальних перед весною запасів води у сніговому покриві та інтенсивності їх танення, при врахуванні втрат талої води у цей період.

В роботах сектора гідропрогнозів УГМС того часу при прогнозуванні максимальних рівнів і витрат води водопілля в басейні р.Дніпро використовувались зв'язки  $Q_m$  від снігозапасів і тривалості сніготанення або характеристики передзимового зволоження ґрунтів (роботи П.М.Ігнатенко і П.Ф.Вишневського [73]).

Аналогічний прийом для прогнозу максимальних модулів весняного водопілля ( $q_m$ ) був запропонований В.В.Салазановим [47] для р.Березина біля м.Борисов, який заснований на побудові зв'язків величини  $q_m$  з максимальними запасами води в сніговому покриві ( $S_m$ ), при врахуванні водопроникності ґрунтів на водозборах річок.

Методи прогнозу об'єму водопілля в цей період, запропоновані авторами [97-100, 68, 88, 101, 87, 102, 103], ґрунтувалися на побудові воднобалансових залежностей об'єму стоку від загальної кількості води, яка надійшла на басейн, і характеристик водопоглинаючої здатності ґрунтів на басейні.

Значна увага стала приділятися питанням накопичення, залягання і танення снігового покриву по території, вологості і глибини промерзання ґрунту [104], впливу інтенсивності сніготанення на формування стоку, врахуванню діючої площі басейну, з якої відбувається водовіддача [102].

Було також поставлено питання про створення просторових методів прогнозу стоку для великих територій [100, 105, 87, 89].

Розробка більш надійних методів довгострокових прогнозів весняного стоку була можлива тільки на основі детального теоретичного й експериментального вивчення втрат води в період танення снігу. У зв'язку з цим широкого розвитку набули польові і лабораторні дослідження інфільтрації води в мерзлий ґрунт при вивченні теплофізичної взаємодії мерзлого ґрунту й інфільтрованої води [106, 88, 101].



Питання щодо формування втрат весняного стоку розглядалися П.Ф. Ідзоном [99], Н.Г. Дмитрієвою [107], В.Д. Комаровим [105], Є.Г. Поповим [102, 103] та іншими.

Так, урахування впливу водопроникності ґрунту на втрати талих вод В.Д. Комаров [105, 67] розглядав у зв'язку з додатковими втратами, які виникають на ділянках зі слабким промерзанням ґрунту (менш ніж 20 см). При цьому загальний стік весняного водопілля при середньому промерзанні ґрунту на басейні менш ніж 60 см рекомендується підраховувати за рівнянням водного балансу

$$Y_m = X - P_{\text{гп}} - P_{\text{сп}} = X - P_0 \operatorname{th} \frac{X_{\text{гп}}}{P_0} (1 - f_{\text{сп}}) - (1 - \eta) X_{\text{сп}} f_{\text{сп}}, \quad (5.2)$$

де  $X$  – сумарний запас вологи на басейні на початку весняного водопілля (максимальні снігозапаси плюс весняні опади), мм;

$P_{\text{гп}}$  та  $P_{\text{сп}}$  – втрати тало-дошових вод на ділянках з глибоким та слабким промерзанням ґрунтів на басейні, мм;

$f_{\text{сп}}$  – відносна величина площі зі слабким промерзанням ґрунту в басейні;

$X_{\text{гп}}$  і  $X_{\text{сп}}$  – сумарні запаси вологи на площі з глибоким і неглибоким промерзанням ґрунту, мм;

$P_0$  – параметр втрат на площі з глибоким промерзанням ґрунту (мм), який залежить від осіннього зволоження даного типу ґрунту;

$\eta$  – коефіцієнт стоку на площі з неглибоким промерзанням.

У 1959 р. В.Д. Комаровим [67], а в 1963 р. Є.Г. Поповим [68] був обґрунтований загальний графічний вигляд залежності весняного стоку від запасів води у сніговому покриві, складених з весняними опадами, і ступенем водопроникності ґрунту у вигляді рівняння

$$Y_m = X - P_0 \operatorname{th} \frac{X}{P_0}. \quad (5.3)$$

Параметр  $P_0$ , в редакції В.Д. Комарова [106], представляє собою величину поверхневої ємності і втрат води на інфільтрацію в мерзлий ґрунт, які залежить від запасу вологи в шарі ґрунту на початок весни і глибини промерзання ґрунту.

Подальші дослідження ряду авторів щодо процесів водопоглинання в річковому басейні показали, що параметр  $P_0$  залежить від різних характеристик зволоження ґрунту [98, 108], ступеня розчленованості рельєфу [87] і для Європейської території може змінюватися від 10 до 50 мм [98, 108, 109].

Теоретичні дослідження процесів затримання, водопоглинання і стоку в річковому басейні найбільш повно викладені Є.Г. Поповим [68] і до цього часу є основою при розробці методик довгострокового прогнозу об'єму весняного водопілля. Процеси водопоглинання і стоку розглядалися в [68] на основі моделі річкового басейну як системи з “нерівномірним розподілом поверхневої ємності і не постійною інфільтраційною спроможністю його ґрунтів”.

Є.Г.Поповим [68] отримані інтегральні рівняння стоку для двох типів водопоглинання – при наявності тільки поверхневої затримки (ємнісна модель водопоглинання) й в умовах заповнення поверхневої ємності і поглинання води ґрунтом (інфільтраційно-ємнісна модель).

Розподіл величин ємності безстічних поглиблень на поверхні басейну можна описати функцією [68]

$$\varphi(S) = \frac{1}{P_{\max}} \exp(-S/P_{\max}) , \quad (5.4)$$

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

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

У випадку просочування води в ґрунт і допущенні рівномірного по всій площі басейну надходження тало-дощової води ( $h$ ) і поглинання її ( $i$ ), причому  $h > i$ , і відповідно до закону розподілу поверхневої ємності (4.4) Є.Г. Попов [68] одержав рівняння стоку при інфільтраційно-ємнісному

типі водопоглинання. Для більш простої ємнісної моделі водопоглинання стік є функцією тільки кількості води, яка надійшла на водозбір.

Одержані у той час авторами [67,68] інтегральні рівняння стоку водопілля використовувались протягом багатьох років і дотепер є основою при розробці локальних і територіальних методів довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля для різних географічних зон. Головний напрямок в області уточнення таких методів прогнозу полягав в удосконаленні розрахунку характеристик водопоглинаючої спроможності мерзлих ґрунтів (зокрема, розрахунок водонепроникного шару в мерзлом ґрунті).

Третій період характеризується накопиченням матеріалів спостережень за факторами стоку в басейнах різних річок, а також застосуванням математичних методів до вирішення задач прогнозування стоку, що дало змогу на наступному етапі розвитку створити більш надійні і фізично обґрунтовані методи прогнозів стоку як по окремих річках, так і загальних – для великих територій. Ще у 1920-1930 роки Д.І. Кочерин і Д.Л. Соколовський вказували на існування географічних закономірностей розподілу по території елементів весняного стоку і можливості їх просторової інтерполяції. Досліджуванням географічного розподілу весняного стоку займалися також А.В. Огієвський, І.Д. Антонов, П.С. Кузін та інші автори.

Вперше на існування залежностей весняного стоку від основних факторів звернув увагу В.Д. Комаров [105].

Географічне узагальнення даних про весняний стік, запаси води у сніговому покриві, весняні опади, глибини промерзання ґрунту, втрати талих вод, коефіцієнти весняного стоку й інші елементи виконано В.Д. Комаровим [80] у вигляді карт ізоліній норм цих величин на Європейській території СРСР. Він також уперше підійшов до питання територіального прогнозу шарів водопілля у вигляді побудови узагальнених по низці річок балансових залежностей шарів стоку від факторів, що його визначають, а також надав їх аналітичний опис у вигляді (4.3).

В подальшому можливості прогнозів стоку весняного водопілля по територіально-загальних залежностях розглядалися у роботах багатьох авторів [110,87,68,111,112 та ін.]. Для басейнів річок України можна відзначити роботи С.І. Харченка [113], В.А. Романенка [114], В.В. Салазанова [47] та ін.

### **5.1.2 Існуючі методи просторових довгострокових прогнозів максимального тало-дощового стоку**

Основою довгострокових прогнозів весняного водопілля досьгодні є переважно кореляційні емпіричні залежності шарів стоку весняного водопілля від показників передвесняного стану басейну – запасів води в сніговому покриві, опадів, промерзання і вологості ґрунтів та ін. В свою чергу, прогнозовані шари весняного стоку використовуються для встановлення максимальних витрат води водопілля [84,95]. Такі прогностичні залежності розробляються в основному по річках з тривалими періодами спостережень і, головним чином, для великих водозборів. Однак досить часто потрібна оцінка характеристик весняного стоку в цілому для великих регіонів, у тому числі й для річок, не досить вивчених у гідрологічному відношенні. Така задача може бути вирішена на основі розробки територіальних прогностичних методик, які дозволяли б розраховувати величини шарів стоку та максимальних витрат води водопілля для будь-якого басейну. Вперше територіальний варіант воднобалансових залежностей, узагальнених для декількох річок з однорідними умовами формування водопілля, був запропонований В.Д.Комаровим [105, 67].

На теперішній час в практиці оперативного прогнозування шарів стоку весняного водопілля створено низку різних математичних моделей по розрахунках і прогнозах стоку. Ці моделі відносяться до класу детерміністичних і використовуються в основному для короткострокових прогнозів гідрографів весняного водопілля [115-120], однак, відомі й

моделі, які дозволяють розраховувати та прогнозувати об'єм весняного водопілля на річкових водозборах [121, 122, 123].

Одна з перших математичних моделей формування гідрографів весняного водопілля на рівнинних річках була побудована в Гідрометцентрі СРСР на базі досліджень В.Д. Комарова, Є.Г. Попова, Г.П. Калініна й інших [115]. Задача прогнозу гідрографів водопілля була вирішена на основі математичного опису процесів сніготанення, водовіддачі снігового покриву й припливу води до руслової мережі (окремо для польової і лісової частин басейну) через лінійну трансформаційну функцію.

Найбільш широке застосування в практиці прогнозів стоку знайшла модель талого, дощового і тало-дощового стоку, яка розроблена В.І. Коренем і В.А. Бельчиковим [116] для річок лісової зони. Модель припускає можливість розрахунку і прогнозу гідрографів стоку в замикальному створі на основі врахування теплофізичних процесів, що відбуваються в зоні аерації і на поверхні ґрунту, тим самим дозволяючи вести безупинний протягом всього року розрахунок стоку річок. Процеси промерзання і відтавання ґрунту, перерозподілу вологи в ґрунті, надходження, інфільтрації і стоку води розраховуються окремо для польової і лісової частин басейну. Крім того, при розрахунках поверхневого стоку в полі враховується можливе утворення на частині площі водонепроникного шару, який перешкоджає інфільтрації.

Розрахований сумарний поверхневий і ґрунтовий стік перетворюється на гідрограф у замикальному створі за допомогою лінійної моделі трансформації паводків.

Описана модель була також реалізована і випробувана на річках лісостепової зони (на прикладі р. Десни і її приток) в УкрНДГМІ В.П. Водоласковим [117]. Розглянуті моделі дають можливість лише короткострокового прогнозу витрат води в період весняного водопілля.

Найбільш фундаментальною з сучасних робіт щодо існуючих математичних моделей прогнозування талого та дощового стоку є монографія Л.С. Кучмента [123]. Автором в рамках моделювання річкового стоку достатньо детально розглядаються питання механізму

руху води по поверхні водозбору і русел на основі розв'язання рівнянь Сен-Венана, гідротермічних процесів (тепло- і вологопереносу), що відбуваються у сніговому покриві та мерзлому ґрунті, руху вологи у ґрунтах (інфільтрацію) і евапотранспірацію (сумарне випаровування вологи, яка міститься у ґрунті). Крім того, Л.С.Кучментом показана можливість побудови ансамблевих (складених за різними методиками в одну і ту ж дату прогнозу) довгострокових прогнозів об'єму та максимальної витрати води весняного стоку за допомогою фізико-математичних і динаміко-стохастичних моделей формування стоку з врахуванням антропогенного впливу. Використання детальних фізико-математичних моделей в сполученні з метеорологічними величинами, які задані у вигляді їх фізично можливих меж, дозволяють оцінити збитки від максимально можливих екстремальних паводків в конкретних фізико-географічних і кліматичних умовах даного водозбору. Такий метод детерміністичного прогнозування широко використовується в США, Японії та інших країнах при проектуванні гідротехнічних споруд й оцінці їх експлуатації в можливих екстремальних умовах формування паводків. Апробацію моделі автором [123] виконано на прикладі басейнів річок Сейм до м. Курськ і В'ятка до м. В'ятські Поляни. Розповсюдження прогностичних моделей для інших водозборів пов'язано з проблемами визначення емпіричних параметрів моделей, що спричиняє додаткові труднощі.

Для розрахунку і прогнозу об'єму весняного водопілля можуть бути використані моделі Ю.Б. Виноградова [121], М.М. Соседка [122].

Модель Ю.Б.Виноградова заснована на послідовному щодобовому розрахунку (починаючи з осіннього періоду) характеристик гідрологічних процесів у сніговому покриві і шарі ґрунту для деякої розрахункової місцевості. Визначення втрат води здійснюється за моделлю Є.Г. Попова [26]. В моделі прийнято, що сумарний поверхневий приплив разом з ґрунтовим надходженням вод чисельно дорівнює шару стоку весняного водопілля.

Розроблена в УкрНДГМІ М.М. Соседком, Є.І. Кочелабою і В.П. Окорським [122] математична модель «Шар-2» широко

використовується в оперативній практиці Українського Гідрометцентру у вигляді моделюючого комп'ютерного комплексу. Модель дозволяє досліджувати процеси промерзання і відтанення ґрунту, зміни зволоженості водозборів, динаміки накопичення і сходу снігового покриву безупинно протягом зимово-весняного сезону, що особливо важливо в районах, які характеризуються зимовими відлигами. Прогноз об'єму весняного водопілля здійснюється шляхом воднобалансового вирішення. При цьому втрати талої води визначаються двома показниками – коефіцієнтом стоку і шаром поверхневого затримання вологи з врахуванням залісеності водозборів. Модель дозволяє прогнозувати шари весняного стоку представляти у картографічному вигляді, а також випускати прогноз стоку в імовірнісній формі. На теперішній час модель удосконалена авторами у вигляді її варіанта «Шар-3» та дає можливість довгострокового просторового прогнозування шарів стоку весняного водопілля як для окремих водозборів, так і для річок всієї території України в цілому. Однак прогнозування максимальних витрат і рівнів води водопілля здійснюється в моделі лише для окремих гідрометричних створів по їх зв'язку з очікуваними шарами весняного стоку у вигляді  $Q_m = f(Y_m)$ .

Узагальнення залежностей  $Q_m = f(Y_m)$  для декількох річок і тим паче, представлення прогнозних величин максимальних витрат води у вигляді карт їх розподілу по території, не можливе у зв'язку із залежністю максимальних витрат води, а також їх модулів від площ водозборів, пов'язаних з трансформацією паводкових хвиль гідрологічною мережею. Тому навіть при наявності територіальних методик прогнозу шарів стоку, при переході до максимальних витрат води весняного водопілля завжди використовують індивідуальні залежності  $Q_m = f(Y_m)$  для окремих річкових басейнів.

Прикладом побудови територіальної методики для довгострокового прогнозу максимального весняного стоку є розробка О.С.Змієвої [92]. В методиці застосована модель одномодального гідрографа у вигляді редуційної формули. Реалізація прогнозної моделі полягає в одержанні середніх для річок однорідного району параметрів розрахункової формули

і побудови просторової залежності між весняним максимумом і шаром стоку за повінь, де як третя змінна виступає площа водозбору. Прогноз максимуму весняного припливу здійснюється на основі розрахунку шару стоку за повінь, як середнього значення для річок однорідного району, відповідно до ландшафтно-гідрологічного районування території [124].

Метод довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля по узагальнених залежностях середніх для низки річок максимальних модульних коефіцієнтів від факторів водопілля – максимальних снігозапасів разом з опадами та показником попереднього зволоження ґрунту на басейні запропоновано у «Посібнику з гідрологічних прогнозів» [95]. Використання методу для територіальних прогнозів  $Q_m$  можливе лише для басейнів, по яких є ряди спостережень і які дозволяють надійно обчислювати норму  $Q_0$ .

## **5.2 Метод територіального довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на основі встановлення типу весни**

Наукові положення методу та основні результати довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняних водопілля в басейнах Верхнього Дніпра, Західної Двіни, Німану, Десни, річок півдня України наведені в роботах авторів [125,126,127 та ін.].

### **5.2.1 Теоретичні основи методу просторового довгострокового прогнозу шарів весняного стоку та максимальних витрат води водопілля**

Як методична база для довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) на річках в



басейні Прип'яті використані регіональні залежності модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних витрат води від сумарних запасів води в сніговому покриві та весняних опадів, виражених відносно їх середньобогаторічних значень. Такі залежності встановлюються для річок, по яких є багаторічні ряди гідрометеорологічних спостережень у вигляді

$$k_m = f(k_X), \quad (5.5)$$

де  $k_m$  - модульні коефіцієнти: для шарів весняного стоку  $k_m = Y_m / Y_0$ , де  $Y_m$  та  $Y_0$  - шари весняного стоку та їх середньобогаторічні значення, мм; для максимальних витрат (модулів) води весняного водопілля  $k_m = q_m / q_0$ , де  $q_m$  та  $q_0$  - максимальні модулі весняного водопілля та їх середньо багаторічні значення, м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>).

Модульні коефіцієнти загальних запасів вологи, які беруть участь у формуванні весняного водопілля  $k_X$ , включають:

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}), \quad (5.6)$$

де  $S_m$  та  $S_0$  - значення середніх на водозборах максимальних снігозапасів та їх норма, мм;

$X_1$  і  $X_{1_0}$  - рідкі опади періоду весняного сніготанення та їх норма, мм;

$X_2$  і  $X_{2_0}$  - рідкі опади періоду спаду водопілля та їх норма, мм (враховуються при прогнозі шарів стоку водопілля).

Процес формування весняного тало-дощового стоку на річках складний і багатофакторний, тому на графіках залежності вигляду (5.5) має місце розкид точок, обумовлений у кожному році різним сполученням гідрометеорологічних факторів, які впливають на умови сніготанення та водопоглинання у річковому басейні в період весняного водопілля. У зв'язку з цим в основу побудови прогнозних залежностей для визначення шарів весняного стоку чи максимальних витрат води покладено типізацію

водопіль за їх водністю (багато-, середне- чи маловодне). При цьому використано апарат багатовимірної статистичної моделі – дискримінантної функції, яка враховує комплекс факторів формування весняного водопілля.

Багатовимірна модель дискримінантного аналізу застосовується в тих випадках, коли потрібно вихідну вибірку поділити на групи за вектором змінних ознак (вектором-предиктором). Відповідно до [128], лінійна дискримінантна функція ( $DF$ ) записується у вигляді:

$$DF = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_mx_m, \quad (5.7)$$

де  $A = (a_0, a_1, a_2, \dots, a_m)$  - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;

$X = (x_1, x_2, \dots, x_m)$  - вектор ознак (вектор-предиктор);

$m$  - кількість вимірюваних ознак ( $j = 1, 2, \dots, m$ ).

Можливість достовірної дискримінації або розподілення весен за типами водності залежить від того, наскільки вдало обрані фактори, що описують процес формування стоку весняного водопілля у досліджуваному регіоні. Відбір таких гідрометеорологічних факторів здійснюється при поглибленому теоретичному аналізі досліджуваного процесу і практичній можливості їх отримання.

При застосуванні моделі дискримінантного аналізу попередньо необхідно розбити вихідну вибірку на класи (групи) за тією або іншою ознакою. Стосовно до поставленої задачі, приналежність предиктанта (модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку чи максимальних витрат води) до того чи іншого класу визначається за положенням точок на графіках зв'язку  $k_m = f(k_X)$ .

У вектор-предиктор дискримінантної функції можуть бути включені такі чинники водопілля, як сумарні запаси вологи на водозборі, що беруть участь у формуванні весняного водопілля, індекси зволоження ґрунтів і глибини їх промерзання та інші, виражені в модульних коефіцієнтах, температурні характеристики зимово-весняного періоду.

За знаком дискримінантних рівнянь (більше або менше нуля) водопілля на річках можна диференціювати по типах водності. Так, коли дискримінантна функція  $DF1 > 0$ , то слід очікувати формування весняного водопілля вищим за норму. Якщо ж  $DF1 \leq 0$ , а  $DF2 \geq 0$ , то водопілля буде розвиватися за ситуацією, коли очікуються об'єми чи максимуми весняних вод близькими до норми. У випадку, коли  $DF1 < 0$  і  $DF2 < 0$ , водопілля буде нижчим за норму.

Побудовані прогностичні зв'язки вигляду (4.5) можна описати рівняннями поліномів 3-го ступеня у вигляді

$$k_m = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (5.8)$$

де  $b_0, b_1, b_2, b_3$  – коефіцієнти поліному, які підлягають встановленню для кривих відповідно до знаку дискримінантних рівнянь.

При встановленні за прогнозною методикою очікуваних модульних коефіцієнтів  $k_m$  знаходяться самі величини:

- шарів весняного стоку

$$Y_m = k_m Y_0; \quad (5.9)$$

- максимальних витрат води

$$Q_m = k_m Q_0 = k_m q_0 F, \quad (5.10)$$

де  $Y_0$  або  $Q_0(q_0)$  – норма шарів весняного стоку або максимальних витрат (модулів) води;

$F$  – площі водозборів річок, км<sup>2</sup>.

Територіальний прогноз тут пов'язаний з можливістю розрахунку середнього багаторічного шару стоку  $Y_0$  або максимального модуля весняного водопілля  $q_0$ . За наявності тривалих стокових спостережень норми весняного водопілля розраховуються для кожної конкретної річки за часовим рядом спостережень:

- для шарів стоку водопілля

$$Y_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n}, \quad (5.11)$$

- для максимальних витрат або їх модулів

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n q_{m_i}}{n}, \quad (5.12)$$

де  $Y_i$  або  $q_{m_i}$  - шари стоку або максимальні модулі водопілля  $i$ -х років;

$n$  – кількість років спостережень.

При коротких часових гідрологічних рядах спостережень на річках або взагалі за їх відсутності норма шарів весняного стоку може бути визначена при регіональних узагальненнях її, наприклад, за картою розподілу  $Y_0$  по досліджуваній території, побудову якої для басейну Прип'яті здійснено у розділі 3 (рис.3.6).

Що стосується величини максимальних витрат води або їх модулів, то у зв'язку з редуцією по площі водозборів, прямого узагальнення цієї величини для низки річок з різними розмірами басейнів виконати не можливо. Даний метод територіального прогнозу максимуму водопілля дозволяє розраховувати величину  $q_0$  в рамках моделі типового одноmodalного гідрографа у вигляді [129]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (5.13)$$

де  $q_0$  – середній багаторічний модуль максимального стоку;

$q'_0$  – середній багаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу;

$\psi(t_p/T_o)$  - трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання;

$\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

$r$  – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

Методика визначення параметрів базової розрахункової величини  $q'_o$ , а саме: коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу  $(n+1)/n$ , тривалості схилового припливу  $T_o$  і шару стоку  $Y_o$ , представлена в розд. 3 та 4.

### **5.2.2 Картографічна форма представлення прогностичних величин шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля та їх забезпеченості**

В гідрологічній практиці для наявного представлення будь-якої величини у просторовому розподілі будують карти зміни цих величин по території. Це відноситься як до факторів, що формують весняне водопілля (максимальні запаси вологи в сніговому покриві, глибини промерзання ґрунтів та дати їх настання, температура повітря та ін.), так і до прогностичних величин, або ж тільки для шарів весняного стоку. Така форма представлення прогнозу шарів весняного стоку використана в моделі «Шар-2» [122]. Очікувані значення максимальних витрат води не можуть бути безпосередньо представлені у вигляді карт в зв'язку із залежністю не тільки максимальних витрат води, а й їх модулів від розмірів водозборів.

Оцінити розміри очікуваного водопілля у кожному році, особливо для невивчених річок, є можливим, якщо прогностичні значення шарів стоку, а також й максимальних витрат води представляти на підставі карт відносних величин – модульних коефіцієнтів  $k_m$  весняного стоку.

Оскільки модульний коефіцієнт нижньою межею має 0, то при  $k_m=1$  його значення співпадає з середньою багаторічною величиною

(нормою). Якщо прогнозований модульний коефіцієнт  $k_m < 1$ , то шари стоку або максимальні витрати води водопілля будуть нижчими за норму, якщо ж  $k_m > 1$ , то водопілля очікується вищим за норму. У випадку, коли  $k_m$  знаходиться в межах одиниці, то водопілля буде близьким до норми.

Таким чином, карто-схеми очікуваних характеристик весняного водопілля на річках дозволяють характеризувати значну територію, оцінюючи зони підвищеного весняного стоку. Крім того, методика прогнозу передбачає по таких карто-схемах здійснювати прогноз шарів стоку або максимальних витрат води водопілля у будь-якому пункті розглядуваної території, включаючи й річки, невивчені у гідрологічному відношенні.

Карто-схеми очікуваних характеристик складаються оперативними службами прогнозування і передаються споживачам – органам самоврядування, управлінню надзвичайних ситуацій та громадянського захисту населення та ін. для оцінки зон підвищеної небезпеки та можливого зниження ризиків при багатоводних весняних паводках. Карти ж зон затоплення територій під час високих водопіль можна отримати при наявності прогнозованих максимальних рівнів води водопілля в сполученні з топографічними картами висот місцевості при впровадженні для наочного представлення технологій геоінформаційної системи (ГІС).

### **5.2.3 Методика встановлення ймовірності настання прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля**

Запропонований метод територіального довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля передбачає використовувати його для річок, у тому числі й не досить добре вивчених у гідрологічному відношенні, тобто для річок, на яких спостереження за стоком не відбуваються. Але ж прогноз, навіть у вигляді відносної

величини, не дає змоги визначити частоту повторюваності величини у багаторічному розрізі.

За наявності багаторічних рядів спостережень встановлення ймовірності настання очікуваного явища здійснюється шляхом побудови емпіричної кривої забезпеченості модульних коефіцієнтів  $k_m = f(P\%)$ . При прогнозуванні весняного стоку величини  $k_m$  визначаються із залежностей вигляду (5.5).

У випадку відсутності рядів гідрологічних спостережень встановлення забезпеченості прогнозних величин характеристик весняного водопілля може бути здійснено шляхом спочатку статистичної обробки часових рядів спостережень за весняним стоком на річках, де вони мають місце, а потім просторового узагальнення статистичних параметрів для території, яка забезпечена даними гідрометеорологічних вимірювань.

При встановленні коефіцієнтів асиметрії  $C_s$  та варіації  $C_v$  і визначенні середнього по території значення співвідношення  $C_s/C_v$  можна для оцінки забезпеченості прогнозних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля використовувати криву трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля (для середнього по території значення  $C_s/C_v$ ) [17].

Забезпеченість прогнозних величин встановлюється у вигляді інтервалу

$$P_1 < P_{(Y_m)Q_m} < P_2, \quad (5.14)$$

де  $P_1$  і  $P_2$  – верхня та нижня межі забезпеченості (%), які встановлюються за таблицями [17].

Отримані значення забезпеченостей  $P\%$  картуються. Наприклад: при  $P=20\%$  - водопілля буде спостерігатися один раз на 5 років, при  $P=1\%$  - один раз на 10 років і т.д.

Таким чином, одночасно з картами прогнозних значень модульних коефіцієнтів шарів стоку або максимальних витрат води весняного

водопілля надається й карта ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі у будь-якій частині території, що особливо корисно для річок, по яких гідрологічні спостереження не відбуваються.

### **5.3 Об'єкти дослідження та визначення факторів весняного стоку**

#### **5.3.1 Об'єкти дослідження та використана вихідна інформація**

Для розробки методики довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять і невеликих приток Середнього Дніпра в якості опорних гідрологічних постів були обрані 32 пости (23 – на території України і 9 – у межах Білорусі). Це річки басейну Прип'яті, рр. Уж, Тетерев, Ірша та Ірпінь, Рось з площами водозборів від 141 (р.Вижівка-с.Руда) до 13300 км<sup>2</sup> (р.Случ-м.Сарни). Вибір опорних гідрологічних постів формувався з урахуванням оптимальної кількості багаторічної вихідної інформації, а також орієнтуючись на ті об'єкти, для яких складаються прогнози в Українському гідрометцентрі.

Розрахунковий період для розробки методики прогнозу характеристик весняного водопілля, що відповідає періоду сумісних спостережень за стоком річок і метеорологічними факторами, становить в основному 35 років – з 1966 по 2000 рр. При цьому були використані дані багаторічних спостережень державної Гідрометслужби України про характеристики і фактори весняних водопіль за розрахунковий період, а саме:

- шари стоку та максимальні витрати води весняного водопілля по гідрологічних постах;
- строки початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля;



- середні за декаду та за місяць витрати води у річках - з грудня по березень;
- запаси води у сніговому покриві на дати снігозйомок;
- опади за весняний період року;
- глибини промерзання ґрунтів на дати їх вимірів;
- температури повітря в лютому та березні (середні за декади та за місяці).

Перевірка методики прогнозів гідрологічних характеристик весняного водопілля виконувалась по даних гідрометеорологічних спостережень останнього десятиріччя – за 2001-2010 роки, інформація по яких була отримана з оперативних архівів Українського гідрометцентру (м. Київ).

На основі багаторічної гідрометеорологічної інформації була створена електронна база даних спостережень у вигляді комп'ютерних файлів, виконаний статистичний аналіз стокових характеристик і максимальних запасів води в сніговому покриві та їх просторове узагальнення (п.2). Для аналізу умов формування весняних водопіль були побудовані комплексні графіки ходу гідрометеорологічних характеристик майже за всі роки останнього двадцятиріччя.

### **5.3.2 Визначення основних гідрометеорологічних факторів весняного водопілля**

Для розробки методики довгострокового прогнозування максимальних витрат води та шарів весняного водопілля на річках басейну Прип'яті необхідним є визначення основних гідрометеорологічних факторів, сполучення яких у кожному році призводять до формування різних за висотою і об'ємом водопіль. Такі фактори складають вектор-предиктор дискримінантної функції, яка дає змогу встановлювати тип або надавати діагноз водності майбутнього водопілля. До стокоформуючих факторів річок розглядуваної території відносяться сумарна кількість води, яка

потрапляє на водозбір у період водопілля, максимальні запаси води в сніговому покриві та рідкі опади періоду весняного водопілля, а також фактори втрат тало-дощових вод, які визначають водопоглинаючу спроможність ґрунтів на водозборах, – вологість і глибина їх промерзання.

*Визначення кількості води, що формує весняне водопілля.*

Основним фактором, який визначає прихідну частину водного балансу річкових водозборів, є максимальні запаси води в сніговому покриві ( $S_m$ , мм). Розрахунок їх в прогностичній схемі (5.5) та (5.6) здійснюється з урахуванням нерівномірності накопичення снігу на відкритих і залісених ділянках водозборів, як середніх зважених значень:

$$S_m = S(1 - f_l) + k_l S f_l, \quad (5.15)$$

де  $S$  - максимальні запаси води в сніговому покриві по вимірах у полі (з урахуванням запасів води в крижаній кірці), мм;

$k_l$  – коефіцієнт снігонакопичення з урахуванням залісеності водозборів  $f_l$  (у частках одиниці).

За даними різних авторів [130,131,132], за зимовий період на залісених водозборах снігу накопичується на 8-39% більше, ніж на відкритих. Про це свідчать отримані цими авторами значення коефіцієнтів снігонакопичення  $k_l$  у лісах різної породи й віку, які розташовані в різних фізико-географічних районах. В цьому дослідженні значення коефіцієнта  $k_l$  взято рівним 1.12.

Зимові відлиги, які є доволі частим явищем в басейні Прип'яті, призводять протягом зими до часткового, а іноді й до повного танення снігу на басейнах. При цьому найбільші за розмірами запаси води в сніговому покриві можуть спостерігатися перед зимовою відлигою. У періоди зимових відлиг дуже часто на поверхні ґрунту утворюється крижана кірка, запас води в якій залежить від інтенсивності відлиг і ступеня зволоження ґрунту.

За наявності у зимовий період відлиг необхідно враховувати й запас води у льодовій кірці. Запас води в ній визначається за формулою

$$S_{\text{кк}} = \rho h f_{\text{кк}}, \quad (5.16)$$

де  $h$  - середня товщина крижаної кірки, м;

$\rho$  - щільність крижаної кірки, кг/м<sup>3</sup>;

$f_{\text{кк}}$  – площа водозбору, зайнята крижаною кіркою (у частках від загальної його площі).

Оцінка середніх на водозборах максимальних снігозапасів проводилася за даними стаціонарної мережі метеостанцій і гідрологічних постів. Для кожної станції або поста дата максимальних запасів води в сніговому покриві встановлювалася за найбільшим значенням загальних снігозапасів (включаючи запас води в крижаній кірці) перед весняним таненням снігу (за даними вимірів снігозапасів у полі).

Середні по басейнах максимальні запаси води в сніговому покриві визначаються по значеннях  $S$  (у полі) за даними метеостанцій і постів в межах розглядуваних водозборів

$$S_{m_i} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_j, \quad (5.17)$$

де  $S_j$ - максимальні снігозапаси по окремих пунктах їх виміру у межах водозбору;

$m$ - кількість вимірювальних пунктів снігозапасів.

Врахування підвищеного накопичення снігу у залісеній частині водозбору виконується за формулою (5.15).

Слід зазначити, що зміни в методиці виміру запасів води в сніговому покриві з зими 1965 - 1966 років призвели до порушення однорідності рядів снігомірних спостережень [133]. У зв'язку з цим, для одержання однорідних рядів спостережень виконано їх ув'язування шляхом введення поправки на збільшення запасів води в сніговому покриві, вимірюваних до зими 1965-1966 років. Відповідно до рекомендацій Л.К. Вершиніної та

О.І. Крестовського [133], на басейнах рівнинних річок України, у тому числі й на розглядуваній території, ця поправка взята на рівні 5 %.

У вектор-предикторі дискримінантної функції  $DF$  та у прогнозній схемі (5.5) характеристик весняного водопілля максимальні снігозапаси входять у вигляді модульних коефіцієнтів. Тому розрахунок норм максимальних запасів води у сніговому покриві перед весняним сніготаненням  $S_0$  здійснюється в межах водозборів як

$$S_0 = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_{0j}, \quad (5.18)$$

де  $S_{0j}$  - середні багаторічні значення максимальних снігозапасів в  $j$ -ому пункті їх вимірів

$$S_{0j} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n S_i, \quad (5.19)$$

$n$ - період спостережень за снігозапасами (у роках);

$S_i$ - максимальні запаси води в сніговому покриві в окремих пунктах (кількість яких  $m$ ) в  $i$ -му році.

Визначення норм максимальних снігозапасів  $S_0$  можна виконати по картах їх зміни по території. Для басейну р. Прип'ять побудовано карту норм максимальних запасів води у сніговому покриві на початок весняного водопілля для відкритої місцевості (норма по 2000 р.), що дає уявлення про просторовий розподіл снігозапасів на поверхні водозборів (рис.3.8). Напрямок ізоліній показує зменшення максимальних снігозапасів з півночі від 90-60 мм (басейн р.Птич) до центральних та південних і південно-західних частин басейну Прип'яті (до 50-40 мм).

Розгляд умов розвитку весняних водопіль у досліджуваному регіоні (розд.1.5) свідчить про те, що суттєву роль при формуванні шарів стоку та максимальних витрат води в басейнах річок Прип'ятського Полісся відіграють й опади періоду весняного сніготанення і спаду весняного

водопілля. Ступінь впливу їх визначається умовами стікання дощових вод даною весною і залежать від стану підстильної поверхні. Так, найбільші коефіцієнти стоку опадів спостерігаються наприкінці сніготанення, коли ґрунти досить зволожені при заповненні водою безстічних поглиблень на водозборі. У період після сходу снігу з басейну й танення ґрунту вони убувають з ростом числа днів від дати сходу снігу до дати випадіння опадів [47].

В методиках довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля прийнято вважати [84, 47, 94, 95], що опади, які випадають у період від дати накопичення максимальних снігозапасів до дати сходу снігу ( $X_1$ ), і води від танення снігу, стікають з приблизно однаковими втратами. Тому величини максимальних запасів води в сніговому покриві й у крижаній кірці підсумовуються з цими опадами. Що стосується опадів на спаді водопілля, тобто тих, що випадають у період після сходу снігу і до кінця водопілля ( $X_2$ ), то вони входять звичайно з коефіцієнтом, меншим за одиницю.

Визначення сум опадів, що беруть участь у формуванні весняного водопілля  $X_1$ , здійснювалося для кожної станції (поста) за період від дати  $S_m$  до дати максимальної витрати води, середньої по декількох невеликих річках басейну, яка є умовним показником сходу снігу з водозборів і, далі, опадів  $X_2$  – аж до дати закінчення водопілля на основній річці.

Визначення середніх по водозборах опадів  $X_1$  і  $X_2$  можна виконати аналогічно розрахунку снігозапасів (середніх на басейнах) за формулою типу (5.17). В прогностичну ж схему (5.5) для отримання шарів стоку та максимальних витрат води водопілля вони, також як і максимальні снігозапаси, входять у вигляді модульних коефіцієнтів. Визначення середньобагаторічних величин опадів, які спостерігаються під час весняного водопілля, як і снігозапасів, можна виконати за формулами типу (5.18) і (5.19).

Для басейну р. Прип'ять, у складі всієї рівнинної частини України, виконано узагальнення середньобагаторічних величин весняних опадів по

території. Отримана залежність норм опадів  $X_{1_0}$  від середньої тривалості періоду їх підсумовування  $T_{X_1}$

$$X_{1_0} = 0.77T_{X_1} + 7. \quad (5.20)$$

В свою чергу,  $T_{X_1}$  (діб) узагальнено по басейнах у вигляді залежностей

$$T_{X_1} = 2.0(\varphi^\circ - 50) + 28, \quad (5.21)$$

де  $\varphi^\circ$  - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках град. півн.ш.

Для узагальнення опадів, що випадають після сходу снігу з поверхні водозборів, тобто періоду спаду водопіль  $T_{X_2}$  (діб) отримана залежність

$$X_{2_0} = 1.09T_{X_2} + 3.35, \quad (5.22)$$

а самі значення  $T_{X_2}$  можна встановити за розмірами водозборів

$$T_{X_2} = 10 \lg(F + 1), \quad (5.23)$$

де  $F$ - площа водозборів, км<sup>2</sup>.

При складанні прогнозів максимальних витрат води та шарів стоку майбутнього водопілля весняні опади, як правило, невідомі і їх належить враховувати в прогнозній схемі у вигляді деякої постійної величини (частіше, у вигляді норми). Однак у різні роки опади  $X_1$  і  $X_2$  можуть значно відхилятися від їх норми. Тому в прогнозну схему (5.5) при визначенні сумарних запасів вологи бажано вводити їх очікувані значення, орієнтуючись на метеорологічний прогноз опадів.

Так, на календарну дату випуску прогнозів розрахунок середніх на водозборах максимальних запасів води в сніговому покриві  $(S_m)_{ДСП}$  і опадів періоду завчасності прогнозу здійснюється за схемою:

- при прогнозах максимальних витрат води весняного водопілля

$$(S_m + X_1')_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - f_n) + k_n S_{ДСП} f_n] + \Delta\bar{S} + X_1'; \quad (5.24)$$

- при прогнозах шарів стоку весняного водопілля

$$(S_m + X_1' + X_2')_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - f_n) + k_n S_{ДСП} f_n] + \Delta\bar{S} + X_1' + X_2', \quad (5.25)$$

де  $S_{ДСП}$  - максимальні запаси води в сніговому покриві (за вимірами у полі), які накопичилися на дату складання прогнозу, мм;

$f_n$  - залісеність водозборів, у частках від одиниці;

$k_n$  - коефіцієнт снігонакопичення у лісі, взятий на рівні 1.12;

$\Delta\bar{S}$  - нормальна добавка до максимальних запасів води в сніговому покриві, мм;

$X_1'$  та  $X_2'$  - рідкі опади періоду весняного сніготанення та спаду водопілля, тобто періоду завчасності прогнозу максимальної витрати води та шарів весняного стоку.

Оскільки довгострокові прогнози кількості як твердих, так і рідких опадів не складаються, то їх необхідно враховувати, орієнтуючись на прогноз погоди. Це стосується й величин нормальної добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві  $\Delta\bar{S}$  та кількості опадів  $X_1'$  та  $X_2'$ .

Величина збільшення максимальних запасів води  $\Delta\bar{S}$  залежить від строків початку майбутньої весни - температури повітря у березні (а іноді й у лютому) чи переходу її через 0 °С до додаткових значень, які визначають можливість випадіння твердих опадів після дати складання прогнозу. В свою чергу, очікувану температуру повітря можна оцінити за

метеорологічним прогнозом погоди (як значення біля норми, вище чи нижче за норму).

Нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві встановлені за даними снігомірних зйомок на метеостанціях і гідропостах, що знаходяться в різних басейнах рівнинної України, включаючи басейн Прип'яті (за період з 1960 по 2000 рр.), як

$$(\Delta S_{ДСП})_{ij} = (S_m)_{ij} - (S_{ДСП})_{ij}, \quad (5.26)$$

де  $(\Delta S_{ДСП})_{ij}$  - величини збільшення запасів води в сніговому покриві, які спостерігалися на дату складання прогнозу  $(S_{ДСП})_{ij}$  до максимальних величин снігозапасів, що спостерігалися перед весняним сніготаненням  $(S_m)_{ij}$  у  $i$ -му році на  $j$ -й метеостанції.

Величини добавок  $\bar{\Delta S}$  встановлювалися як середні їх значення для груп років – теплих, холодних або близьких до норми (за температурою повітря у зимові місяці). Крім того, встановлено залежність величини добавок й від місцеположення пунктів снігозйомок, про що свідчать відповідні залежності (для величини  $\bar{\Delta S}$  на дату прогнозу 20 лютого приклад залежностей показаний на рис. 5.1). Такі залежності описуються рівняннями

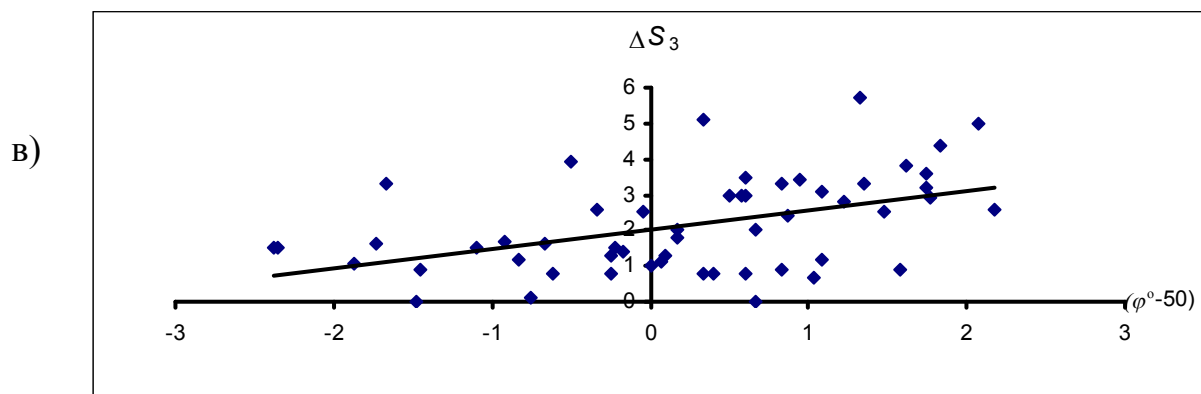
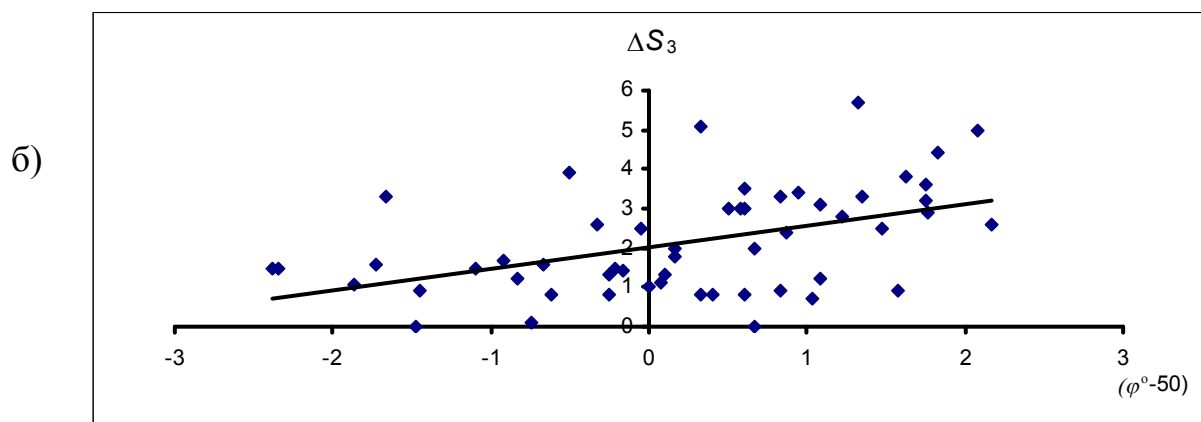
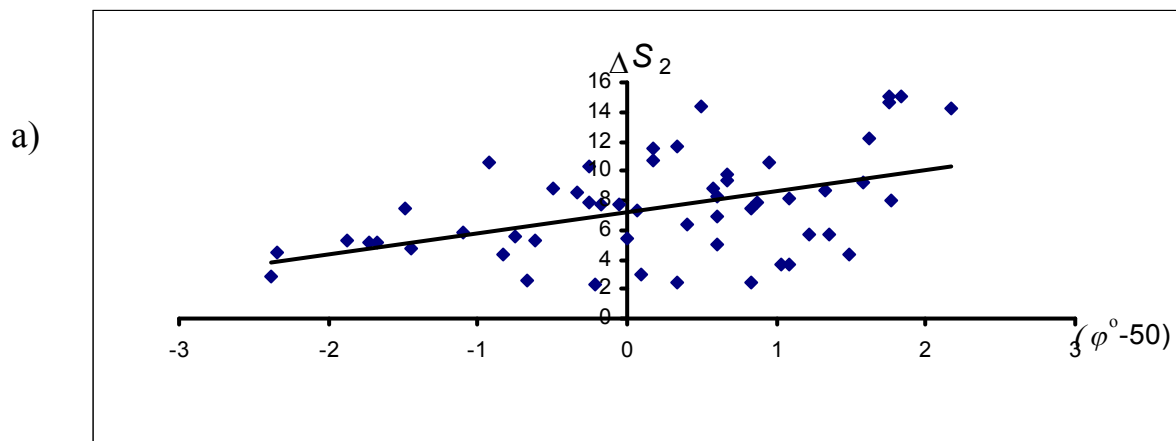
$$\bar{\Delta S} = b + a(\varphi^o - 50), \quad (5.27)$$

де  $\varphi^o$  - широта метеостанцій, в частках градуса півн.ш.

Коефіцієнти  $a$  і  $b$  у формулі (5.27) визначаються для календарних дат випуску прогнозів шляхом побудови узагальнених залежностей, показаних на рис.5.2.

Умови введення добавки  $\bar{\Delta S}$  і значення коефіцієнтів в рівнянні (5.27), узагальнених для всієї рівнинної території України, включаючи басейн Прип'яті, наведені в табл.5.1.





- а)  $\Delta\bar{S}_1$  - значення вищі за норму; б)  $\Delta\bar{S}_2$  - значення близькі до норми ;  
 в)  $\Delta\bar{S}_3$  - значення нижчі за норму

Рисунок 5.1 – Залежність нормальних добавок  $\Delta\bar{S}$  на дату випуску прогнозу 20.02 від географічного положення пунктів виміру снігозапасів, приведених до  $50^\circ$  півн.ш. в басейнах рівнинної України ( $\varphi^0$  - в частках градуса)

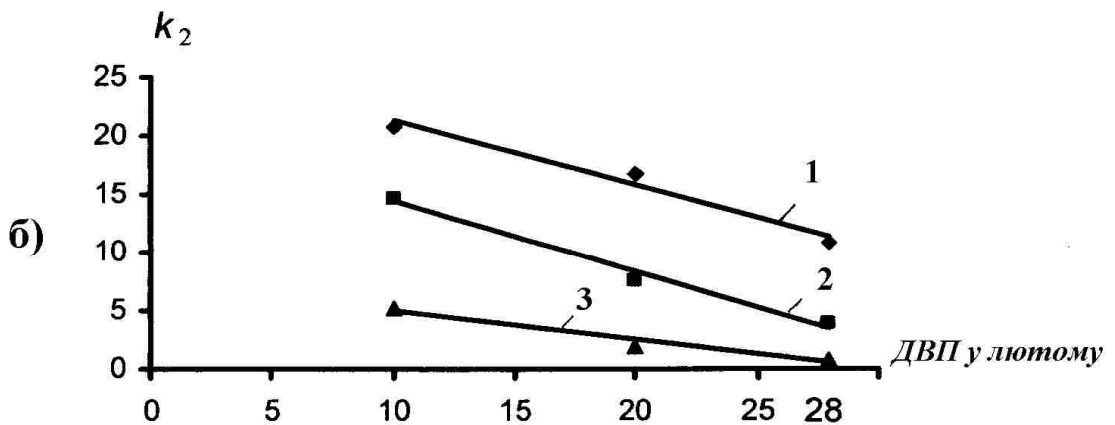
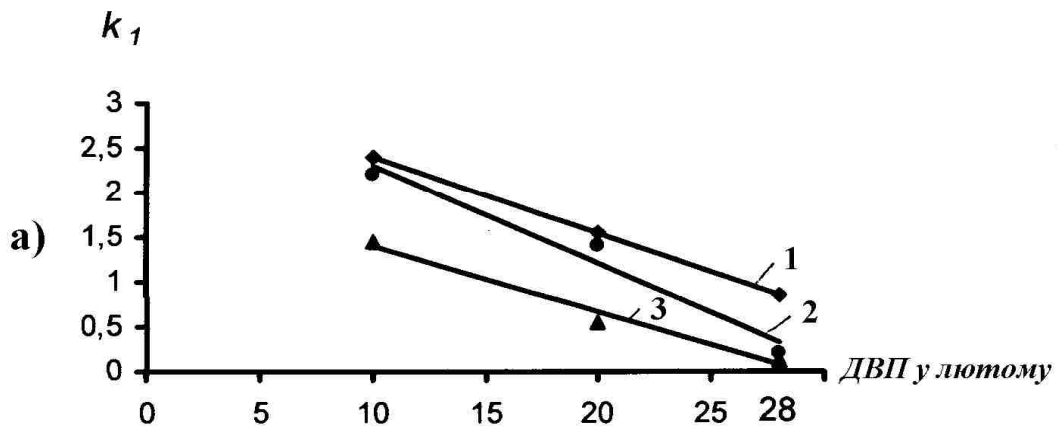


Рисунок 5.2 – Визначення коефіцієнтів  $a$  (а) та  $b$  (б) до нормальних добавок  $\Delta\bar{S}$  в формулі (5.27) на різні дати випуску прогнозів в басейнах рівнинної України: поповнення снігозапасів до максимальних значень  
 1- вище за норму; 2 - на рівні норми; 3 - нижче за норму

Таблиця 5.1 – Нормальні добавки до максимальних запасів води в сніговому покриві  $\Delta\bar{S}$ , мм

Умови введення добавки ( $\Delta\bar{S}$ ) в залежності від очікуваної температури повітря		Значення коефіцієнтів рівняння (5.27)	
ДСП: до дати 20.02	ДСП: від дати 20.02 і пізніше	<i>a</i>	<i>b</i>
$\Theta_{02,03} \geq (\bar{\Theta}_{02,03} + 1^\circ)$	$\Theta_{03} \geq (\bar{\Theta}_{03} + 1^\circ)$	2.14-0.074 <i>Д</i>	7.47-0.25 <i>Д</i>
$(\bar{\Theta}_{02,03} + 1^\circ) > \Theta_{02,03} > (\bar{\Theta}_{02,03} - 1^\circ)$	$(\bar{\Theta}_{03} + 1^\circ) > \Theta_{03} > (\bar{\Theta}_{03} - 1^\circ)$	3.38-0.109 <i>Д</i>	20.4-0.61 <i>Д</i>
$\Theta_{02,03} \leq (\bar{\Theta}_{02,03} - 1^\circ)$	$\Theta_{03} \leq (\bar{\Theta}_{03} - 1^\circ)$	3.27-0.086 <i>Д</i>	26.8-0.55 <i>Д</i>

Умовні позначення:

ДСП – дата складання прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля;

*Д* – кількість діб від 1 лютого до ДСП;

$\Theta_{02,03}$  і  $\bar{\Theta}_{02,03}$  - середнє значення середньомісячних температур повітря в лютому і березні та норма величини відповідно, °С.

$\Theta_{03}$  і  $\bar{\Theta}_{03}$  - середня температура повітря за березень та її норма відповідно, °С.

Таким чином, в методиці прогнозу максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля величини нормальних добавок будуть встановлені для будь-якого водозбору розглядуваної території в будь-який строк складання прогнозу в залежності від очікуваних температурних умов на водозборі в період після дати складання прогнозу з урахуванням географічного положення водозборів.

У зв'язку з відсутністю інформації про значення опадів  $X_1'$  і  $X_2'$  на період завчасності прогнозу, їх величини можна оцінити, орієнтуючись на метеорологічний прогноз, як опади вище норми, біля або нижче норми.

Для цього на етапі розробки методики прогнозу багаторічні ряди спостережень за опадами  $X_1$  і  $X_2$  ранжувалися та розбивалися на три категорії – вище норми, біля та нижче норми. Далі у кожній групі визначалися середні величини.

Очікувані середні величини опадів  $X_1'$  і  $X_2'$  у кожному конкретному році визначались в залежності від категорії, до якої відноситься рік, з урахуванням коефіцієнта до середніх величин опадів  $k_1$  і  $k_2$  – у багатоводні, середні за водністю та у маловодні роки, у вигляді

$$X_1' = k_1 X_{1_0}, \quad (5.28)$$

$$X_2' = k_2 X_{2_0}. \quad (5.29)$$

Умови введення коефіцієнтів  $k_1, k_2$  до норм опадів  $X_{1_0}$  і  $X_{2_0}$  та їх значення відповідно до метеорологічного прогнозу представлені у (табл. 5.2) для території рівнинної України, у тому числі й для басейну Прип'яті. Крім того, встановлена закономірність зміни кількості опадів по території в залежності від географічного положення водозборів.

Таблиця 5.2 – Коефіцієнти до норм опадів  $X_{1_0}$  і  $X_{2_0}$  з урахуванням метеорологічного прогнозу

Умови введення коефіцієнтів до норм опадів $X_{I_0}$	Коефіцієнти до норм опадів $X_{I_0}$
Опади вищі за норму ( $X_I > X_{I_0} + 10$ )	$k_I = 1.83 - 0.055(\varphi^0 - 50)$
Опади біля норми [ $(X_{I_0} + 10) \geq X_I \geq (X_{I_0} - 10)$ ]	$k_I = 0.84 + 0.009(\varphi^0 - 50)$
Опади нижчі за норму ( $X_I < X_{I_0} - 10$ )	$k_I = 0.29 + 0.029(\varphi^0 - 50)$
Опади вищі за норму ( $X_I > X_{2_0} + 10$ )	$k_2 = 1.75 - 0.027(\varphi^0 - 50)$
Опади біля норми [ $(X_{2_0} + 10) \geq X_I \geq (X_{2_0} - 10)$ ]	$k_2 = 0.86 + 0.022(\varphi^0 - 50)$
Опади нижчі за норму ( $X_I < X_{2_0} - 10$ )	$k_2 = 0.36 + 0.031(\varphi^0 - 50)$

де  $\varphi^0$  - широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках  $^{\circ}$  півн.ш.

В прогностній моделі використовується модульний коефіцієнт сумарного надходження води на водозбір у період весняного водопілля, який визначається за такими формулами:

- для максимальних витрат води

$$k_x = \frac{(S_m + X'_1)}{(S_0 + X_{1_0})} ; \quad (5.30)$$

- для шарів весняного стоку

$$k_x = \frac{(S_m + X'_1 + X'_2)}{(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})}. \quad (5.31)$$

*Визначення кількості води, яка формує зимові паводки.*

Для періоду зимових відлиг, які зазвичай спостерігаються наприкінці січня - початку лютого, визначення кількості води, що бере участь у формуванні зимового паводку, виконується за формулою

- при повному таненні снігу

$$X_3 = [S_{\text{вд}}(1 + f_l) + k_l S_{\text{вд}} f_l] + X_{\text{вд}} ; \quad (5.32)$$

- при частковому таненні снігу

$$X_3 = h_{\text{в}} + X_{\text{вд}}, \quad (5.33)$$

де  $X_3$  – кількість талої і дощової води, що формує зимовий паводок, мм;

$S_{\text{вд}}$  – запас води в сніговому покриві на початок відлиги, мм;

$X_{\text{вд}}$  – кількість опадів за відлигу, мм;

$h_e$  – шар водовіддачі за відлигу, мм, який визначається за умови

$$h_e = \begin{cases} 0, \text{ якщо } h_T \leq Z \\ \frac{h_T}{(1-Z_0)} - Z = (1.15 \cdot h_T) - Z, \text{ якщо } h_T > Z; \end{cases} \quad (5.34)$$

$h_T$  – інтенсивність сніготанення за період відлиги, мм

$$h_T = a \sum \theta_+, \quad (5.35)$$

$a$  – коефіцієнт сніготанення, прийнятий на рівні 4.5 мм/(°С·д);

$\sum \theta_+$  – сума позитивних температур повітря за відлигу, °С;

$Z$  – шар води, який утримується в сніговому покриві на початок відлиги ( $S_{\text{вд}}$ ), мм, при коефіцієнті водоутримуючої спроможності снігу  $Z_0=0.13$ :

$$Z = 0.13 \cdot S_{\text{вд}}. \quad (5.36)$$

Визначення снігозапасів перед відлигою  $S_{\text{вд}}$  в (5.36) здійснюється аналогічно (5.17).

В запропонованій схемі (5.32) та (5.33) для розрахунку кількості води, яка формує зимовий паводок, невідомими на дату початку відлиги є сума позитивних температур повітря і кількість опадів за відлигу. Авторами обґрунтовано метод визначення цих величин за умови наявності метеорологічного прогнозу погоди, як, наприклад, прогнозні величини вищі за норму, біля чи нижчі за норму.

За даними багаторічних спостережень за зимовими відлигами в Україні встановлено [8], що відлига тривалістю понад 10 днів майже завжди призводить до повного сходження снігового покриву будь-якої висоти. Тому суми позитивних температур повітря були визначені для зимових декад, в які є найбільша імовірність настання відлиги (третя декада січня, перша та друга декади лютого). Зауважимо, що в

комп'ютерній програмі передбачається, що тривалість відлиги та зимового паводку становитиме одну декаду.

У подальшому для оцінки сум позитивних температур повітря за відлигу (зимову декаду) використовувались за багаторічний період по метеостанціях басейну Прип'яті, а потім ранжувалися і поділялися на три категорії – вищі за норму, біля чи нижчі за норму, подібно до того, як це було зроблено для встановлення нормальних добовок  $\Delta\bar{S}$ .

За відсутності позитивних температур повітря за зимову декаду  $\Sigma\Theta_+$  брались на рівні 0. В кожній з трьох категорій визначалися середні значення  $\Sigma\Theta_+$ , які пов'язувалися з довготою метеостанцій. Так, наприклад, для третьої декади січня такі зв'язки показані на рис.5.3.

Залежності для будь-якої декади, описуються рівнянням:

$$\Sigma\theta_{+kd} = b_{kd} - a_{kd}(\lambda - 25^{\circ}), \quad (5.37)$$

де  $\lambda$  – географічна довгота метеостанції, в частках градуса сх.д.;

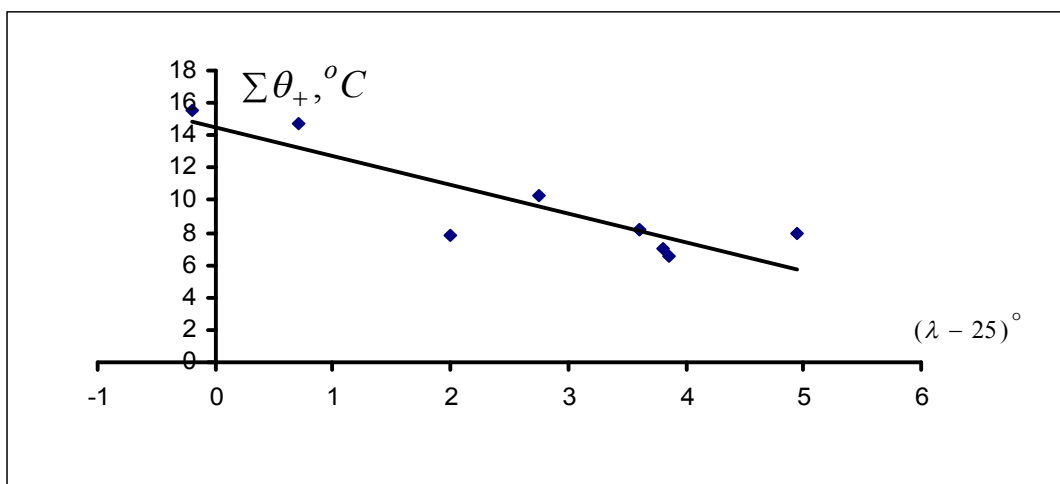
$k$  – номер місяця, в який очікується проходження відлиги;

$d$  – номер декади, в яку очікується проходження відлиги.

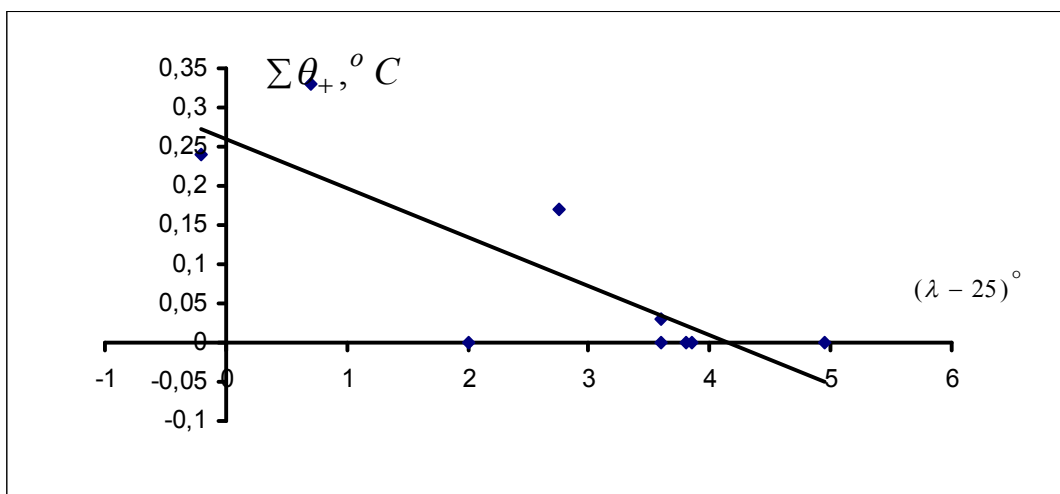
Значення коефіцієнтів  $b_{kd}$  і  $a_{kd}$  у рівнянні (5.37) отримані в залежності від синоптичного прогнозу – при  $\Sigma\theta_+$  вищих за норму, при  $\Sigma\theta_+$  – нижчих за норму, при  $\Sigma\theta_+$  – на рівні норми та наведені в табл.5.3.

Таким чином, при розрахунку шару талої води в період зимової відлиги в формулі (5.35) суму позитивних температур повітря за зимову декаду, в яку очікується відлига, можна визначити, орієнтуючись на прогноз погоди для будь-якого басейну розглядуваної території за рівнянням (5.36) і даними табл.5.3.

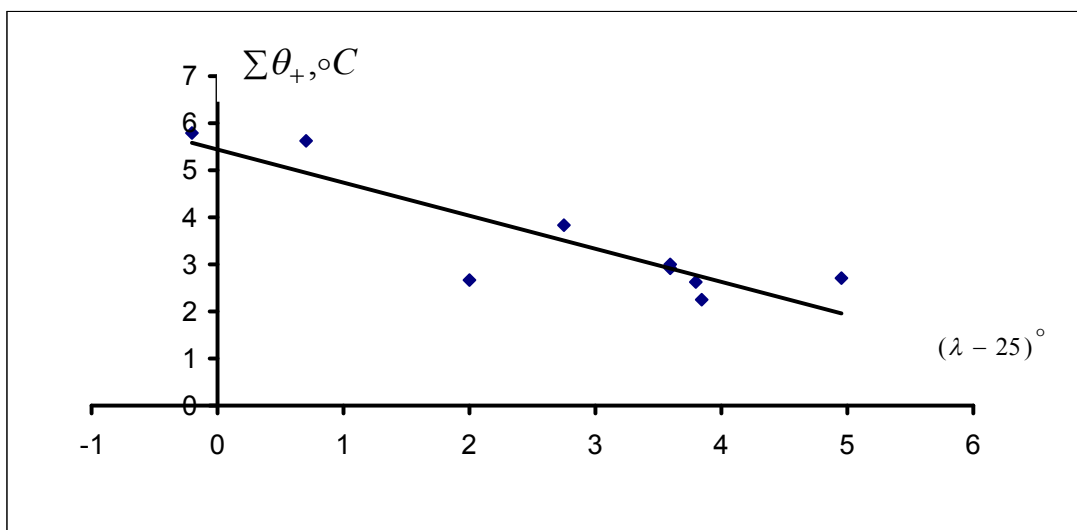
Визначення прогнозних значень кількості опадів за відлигу  $X'_{\text{вд}}$  в формулах (5.32) і (5.33), очевидно, також зводиться до прогнозу очікуваної суми опадів за декаду, на яку припадає відлига.



a)



б)



в)

а) при  $\sum\theta_+$  вищих за норму; б) при  $\sum\theta_+$  нижчих за норму;

в) при  $\sum\theta_+$  на рівні норми

Рисунок 5.3 – Залежність середньобогаторічної температури повітря  $\sum\theta_+$  в третій декаді січня від довготи метеостанції (приведеної до  $25^0$  сх.д.) в басейні Прип'яті та невеликих приток Дніпра ( $\lambda$  - в частинах градуса)



Таблиця 5.3 – Значення коефіцієнтів в формулах (5.37) і (5.38)

Очікувана величина	Місяць ( $k$ ) / декада ( $d$ )	$b_{kd}$ у формулі (5.37)	$a_{kd}$ у формулі (5.37)	$c$ в формулі (5.38)
вище за норму	01/3	14.4	-1.75	1.9
	02/1	9.82	-0.40	
	02/2	12.6	-1.23	
на рівні норми	01/3	5.44	-0.70	0.7
	02/1	4.28	-0.25	
	02/2	4.43	-0.46	
нижче за норму	01/3	0.26	-0.06	0.18
	02/1	0.24	0.0	
	02/2	0.0	0.0	

Отримати ці значення можна за прогнозною числовою величиною суми опадів за декаду чи спираючись на метеорологічний прогноз шляхом введення коефіцієнта при очікуваних опадах за декаду (вище, біля і нижче за норму) за рівнянням

$$X'_{\text{в}d_{kd}} = c(X_{\text{в}d_0})_{kd}, \quad (5.38)$$

де  $X'_{\text{в}d}$  – прогнозне значення кількості опадів за відлигу, мм;

$(X_{\text{в}d})_0$  - норма опадів за розрахункову декаду, мм;

$c$  – коефіцієнт до норми опадів розрахункової зимової декади (значення наведені в табл.5.3);

$k$  – номер місяця, в який очікується проходження відлиги;

$d$  – номер декади, в яку очікується проходження відлиги.

Значення  $X_3$  вводяться до прогнозної схеми у вигляді відносної величини  $k_{X_3}$ :

$$k_{X_3} = X_3 / X_{3_0}, \quad (5.39)$$

де  $X_{30}$  - норма кількості тало-дощової води, яка бере участь у формуванні зимового паводку (визначається за багаторічними даними), мм.

Таким чином, в методиці прогнозу максимальних витрат води зимового паводку та весняного водопілля величини кількості води, що їх формують, можна встановити для будь-якого водозбору розглядуваної території в будь-який строк складання прогнозу в залежності від очікуваних температурних умов на водозборі в період після дати складання прогнозу. Оподи періоду сніготанення (зимового чи весняного), в свою чергу, також можна визначити з врахуванням метеорологічного прогнозу. За відсутності інформації про снігозапаси по окремих станціях, які надходять в оперативному режимі, дані про сніговий покрив відновлюються по картах їх розподілу по території.

В прогнозній схемі до вектор-предиктора дискримінантної функції за інтегральні характеристики водопроникненості ґрунтів взяті показники зволоження водозборів та глибини їх промерзання.

Найчастіше показником зволоження ґрунтів перед початком весняного сніготанення є величина запасів продуктивної вологи у шарі ґрунту 0-100 см, яка вимірюється наприкінці осені або зими. При цьому інтегральним показником водопроникної спроможності ґрунтів може бути середній осінній або осінньо-зимовий річковий стік [84, 47, 95, 133], різниця середньої і мінімальної витрат води за осінній період або значення витрати води, яка спостерігається в річці перед підйомом рівнів від танення снігу весною та ін. Осінньо-зимовий або передповеневий річковий стік визначається вологонасиченням басейну (що міститься у зоні аерації, ґрунтових і болотних водах) [133].

Аналіз умов формування весняного стоку в басейнах Прип'яті та невеликих приток Дніпра показав, що для цих басейнів, де часто спостерігаються зимові паводки від відлиг, за індекс передвесняного стану басейнів доцільно брати стік безпосередньо перед весняним водопіллям. Тому у прогнозну схему введено середній місячний річковий стік (витрату води) в попередній від початку водопілля місяць ( $Q_{нс}$ , м<sup>3</sup>/с), віднесений до норми витрати води цього ж місяця ( $Q_{нс}$ )<sub>0</sub>

$$(k_{Q_{ns}})_i = \frac{(Q_{ns})_i}{(Q_{ns})_0}, \quad (5.40)$$

де  $(Q_{ns})_i$  – середня витрата води  $i$ -го місяця, м<sup>3</sup>/с.

У випадках, коли на річках спостерігається зимовий паводок, розрахунковий період визначення середньої витрати води перед водопіллям можна скоротити до декади або декількох днів. При цьому за величину норми  $(Q_{ns})_0$  береться середня витрата води за місяць, відповідний розрахунковому періоду для  $Q_{ns}$ .

За відсутності даних про витрати води в річках можна відновити їх значення по залежностях від площ водозборів ( $F$ , км<sup>2</sup>). Так, для норм середньомісячних витрат води в річках басейну Прип'яті отримані рівняння (при коефіцієнтах кореляції  $r=0.98-0.99$ ):

- для грудня

$$(Q_{12})_0 = 0.0026 \cdot F; \quad (5.41)$$

- для січня та лютого

$$(Q_{01,02})_0 = 0.0024 \cdot F; \quad (5.42)$$

- для березня

$$(Q_{03})_0 = 0.0046 \cdot F. \quad (5.43)$$

Такого вигляду рівняння можна побудувати й в кожному році, для якого складається прогноз весняного водопілля.

Ще одним важливим фактором інфільтраційної спроможності ґрунтів є глибина їх промерзання, яка визначає наявність льоду в порах ґрунту при певному зволоженні.

Глибина промерзання ґрунту залежить від значень мінусових температур, які проникають у ґрунти, і висоти снігового покриву, а також визначається місцевими факторами (типом ґрунту, його фізико-механічними і тепловими властивостями, мікрорельєфом басейну й

іншими). При промерзанні ґрунту у верхніх його шарах утримується частка осінніх вологозапасів або тих, що отримує ґрунт у періоди зимових відлиг. При цьому також відбувається зимова міграція вологи з більш теплих нижніх горизонтів ґрунту до верхнього шару, який промерзає [133]. При ранньому та глибокому промерзанні ґрунтів в ньому більше зберігається вологи, більш значним буде поповнення вологи за рахунок міграції, а отже меншими будуть втрати талої води весною.

Як фактор втрат води під час водопілля при дискримінантному аналізі бралися максимальні перед початком весняного танення снігу значення глибин промерзання ґрунтів (під озимими), осереднені по водозборах і з урахуванням даних усіх пунктів спостережень, розташованих у їх межах, і віднесені до норм промерзання, тобто

$$(k_L)_i = \frac{L_i}{L_0}, \quad (5.44)$$

де  $L_i$ - середнє по водозбору значення максимальної глибини промерзання ґрунту для  $i$ -го року, см,

$L_0$ – норма глибини промерзання на водозборі, см

$$L_0 = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m L_{0j}, \quad (5.45)$$

де  $L_{0j}$  - середнє багаторічне значення глибин промерзання ґрунтів у  $j$ -му пункті спостережень, причому

$$L_{0j} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n L_i, \quad (5.46)$$

$m$ - кількість пунктів спостережень за промерзанням ґрунтів на водозборі;

$n$ - тривалість спостережень, рік;

$L_i$ - глибини промерзання ґрунтів за період спостережень.

Узагальнення  $L_{0j}$ , розрахованих для кожного пункту спостережень (за даними на агрометстанціях), виконано в залежності від їх широтного положення. В цілому при збільшенні широти, тобто при переході з південних у більш північні райони, глибини промерзання збільшуються у відповідності з рівнянням

$$L_{0j} = L_{0j(\varphi=50^0)} + a_{\varphi}(\varphi^0 - 50), \quad (5.47)$$

де  $L_{0j(\varphi=50^0)}$  - значення глибини промерзання на широті  $\varphi=50^0$  півн.ш.,

$a_{\varphi}$  - тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис.

Для рівнинної України, в тому числі й для басейну Прип'яті,  $a_{\varphi} = 3.56$ , а  $L_{0j(\varphi=50^0)} = 65.6$  см.

При складанні прогнозів у кожному році для розрахунку  $k_L$  використовуються безпосередні виміри глибин промерзання ґрунтів  $L_j$  як середні арифметичні значення у межах кожного з водозборів. За відсутності спостережень на водозборі доцільним є використання залежностей вигляду (5.47), але побудованих за щорічними даними.

В методиці прогнозу та комп'ютерному комплексі для прогнозування максимального весняного стоку річок (див. розд.7) передбачено відновлення інформації по глибинах промерзання ґрунтів за формулою вигляду (5.47) при відсутності оперативних даних по окремих метеостанціях та для гідрологічних постів, які не здійснюють цих спостережень.

Слід зазначити, що при прогнозуванні максимальних витрат води під час зимових паводків від відлиг розрахунок індексу вологості та промерзання ґрунтів виконується аналогічно описаному вище, але для періоду зимового паводка.

Як показник метеорологічних умов зимових процесів в дискримінантному аналізі використовуються середні місячні температури

повітря в січні  $\Theta_{01}$  °С або лютому -  $\Theta_{02}$  °С, які беруться по метеостанціях, розташованих близько до геометричних центрів тяжіння водозборів.

#### **5.4 Реалізація регіональної методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля в басейні р.При'пять**

##### **5.4.1 Обґрунтування прогнозних залежностей при визначенні типу водності весняного водопілля**

Для прогнозу шарів стоку весняного водопілля на річках басейну р.При'пять використовується методика, основана на встановленні регіональних залежностей шарів стоку ( $Y_m$ ) від максимальних запасів води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення ( $S_m$ ) та суми рідких опадів за період весняного водопілля ( $X_1+X_2$ ), які представляються у відносних величинах:

$$\frac{Y_m}{Y_0} = f\left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}\right) \quad (5.48)$$

або

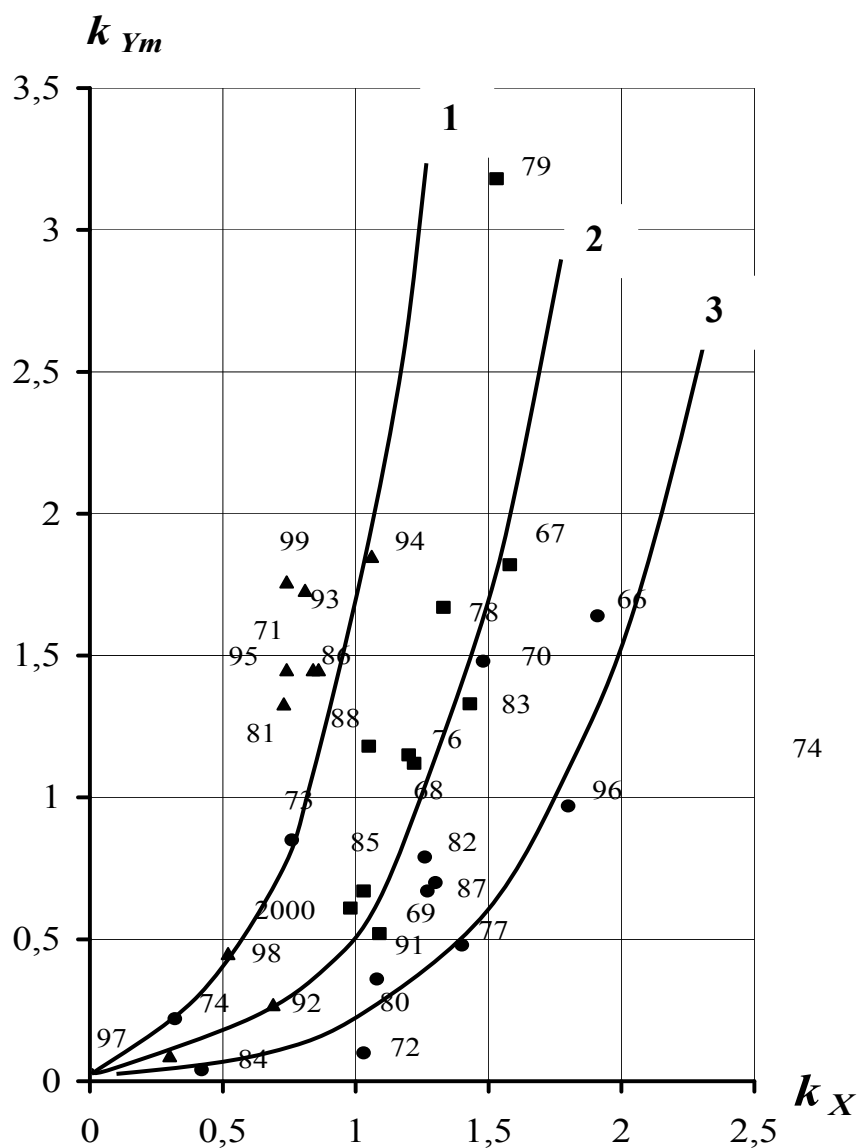
$$k_Y = f(k_X). \quad (5.49)$$

де  $k_Y$  - модульний коефіцієнт шарів стоку весняного водопілля;

$k_X$  - модульний коефіцієнт сумарної кількості талої та дощової води періоду весняного водопілля.

Такі залежності були побудовані за даними багаторічних спостережень для опорних створів басейнів Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра. На графіках залежностей (наприклад, на рис.5.4)

відмічається розкид точок, що свідчить про багатofакторність процесу формування стоку весняного водопілля.



1 -  $DF1 > 0$ ;

2 -  $DF1 \geq 0, DF2 \leq 0$ ;

3 -  $DF1 < 0, DF2 < 0$

Рисунок 5.4 - Залежність модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля від модульних коефіцієнтів запасів вологи на басейні для району 1 (дані відносяться до басейну р. Прип'ять – с. Люб'язь)

Це призводить до необхідності крім сумарних вологозапасів враховувати інші гідрометеорологічні фактори, які впливають на розвиток весняного водопілля. До таких змінних або факторів можуть бути віднесені, насамперед, водопроникна спроможність ґрунтів на басейні, динаміка накопичення і сходу снігу, які пов'язані з характером зими, строками настання весни, її температурним режимом, кількістю рідких опадів і іншими особливостями гідрометеорологічного стану басейну в період водопілля.

Для узагальнення прогнозних кривих в залежності від дружності весняних процесів була використана дискримінантна модель виду (5.7). При цьому у вектор-предиктор  $DF$  увійшли такі фактори, як запаси вологи на водозборі, що беруть участь у формуванні весняного стоку, індекси зволоження ґрунтів і глибини їх промерзання (виражені в модульних коефіцієнтах), температурні характеристики зими та початку весни.

Після виконаного аналізу факторів водопілля та численних випробувань при різному їх сполученні встановлені рівняння дискримінантних функцій  $DF$  у вигляді

$$DF = a_0 + a_1 \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} + a_2 \frac{Q_{nv}}{(Q_{nv})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}^\circ, \quad (5.49)$$

де  $A = (a_0, a_1, a_2, \dots, a_m)$  - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;

$(S_m + X_1 + X_2)$  і  $(S_m + X_{1_0} + X_{2_0})$  – сума максимальних запасів води в сніговому покриві та суми рідких опадів періоду весняного сніготанення і спаду водопілля та норма сумарного надходження води на водозбір у період весняного водопілля, мм;

$Q_{nv}$  і  $(Q_{nv})_0$  – середня витрата води  $i$ -го місяця (січня, лютого або березня) перед водопіллям та його норма, м<sup>3</sup>/с;

$L$  і  $L_0$  – глибина промерзання ґрунту та її норма, см;



$\theta_{02}^o$  - температура повітря лютого, ° С.

Методи визначення факторів водопіль, які увійшли до дискримінантної моделі, описані в п.5.3.2.

Дискримінантні рівняння дозволили за їх знаком (більших або менших від нуля) дати діагноз розвитку весняних процесів. Було отримано по два таких рівняння, які дали змогу віднести кожен рік до високого, середнього або низького водопілля. Так, коли дискримінантна функція  $DF1 > 0$ , то слід очікувати формування водності водопілля вище норми (дружні весни). Якщо ж  $DF1 \leq 0$ , а  $DF2 \geq 0$  весняний стік очікується близьким до середньобагаторічного (норми). У випадку, коли  $DF1 < 0$  і  $DF2 < 0$ , водопілля буде нижчим за норму (рис.5.4).

В табл.5.4 надані коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій  $DF1$  і  $DF2$  виду (5.49) при прогнозуванні типу водності весняного водопілля.

Таблиця 5.4 – Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій (5.49) при прогнозуванні типу водності весняного водопілля

Номери районів	Річка-пост	$DF$	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$
1	Прип'ять до Люб'язь, Тур'я, Стохід, Стир, лівобережжя Прип'яті	$DF1$	-0.15	-7.45	4.75	2.04	-0.21
		$DF2$	-0.43	-1.74	7.98	-3.00	-0.84
2	Горинь, Случ до Новгород-Волинського	$DF1$	0.07	-11.4	-0.66	15.5	1.71
		$DF2$	-1.00	-11.0	1.04	14.1	-0.15
3	Случ-Сарни, Уборть, Уж, Норин	$DF1$	1.48	-6.09	8.27	1.43	0.38
		$DF2$	-0.69	1.01	-5.58	-1.37	-1.13
4	Тетерів-Житомир, Ірша, Ірпінь	$DF1$	0.47	-17.3	5.70	10.0	-0.50
		$DF2$	-1.34	-6.11	10.6	-3.06	-0.31
5	Рось	$DF1$	0.31	-19.7	3.02	12.6	-0.09
		$DF2$	-0.55	-14.5	2.84	15.9	-0.14

Слід відзначити, що для районів з близькими умовами формування весняних водопіль дискримінантні рівняння мають однаковий набір предикторів та однакові коефіцієнти і можуть використовуватися для усіх річок такого району з урахуванням визначених параметрів прогнозуї схеми в межах цих районів.

Подальшим етапом розробки методики є отримання прогнозних залежностей  $k_Y = f(k_X)$ , які побудовані за знаком дискримінантних функцій. Такі залежності описуються поліномами третього ступеня, тобто

$$\frac{Y_m}{Y_0} = b_0 + b_1 \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} + b_2 \left( \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} \right)^2 + b_3 \left( \frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}} \right)^3$$

або

$$k_Y = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (5.50)$$

де  $b_0, b_1, b_2, b_3$  – коефіцієнти полінома при прогнозі шарів стоку весняного водопілля.

Аналіз прогнозних залежностей (5.48), виражених у відносних величинах, показав, що криві достаньо сталі для річок з близькими умовами формування весняного водопілля. Значення коефіцієнтів прогностичних рівнянь полінома (5.50) за умови застосування кривих за ознаками  $DF$  представлені у табл.5.5.

Таким чином, подібність умов формування весняного стоку в різних частинах басейну Прип'яті, а також сталість дискримінантних рівнянь з однаковим набором гідрометеорологічних факторів у вектор-предикторі і коефіцієнтами  $DF$ , подібність прогнозних залежностей та коефіцієнтів поліномів для їх числового виразу дали змогу виділити на розглядуваній території області чи райони з однотипним розвитком весняних процесів і одержаними параметрами прогнозуї схеми.

Таблиця 5.5 – Коефіцієнти прогностичних рівнянь поліномів (5.50) при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля

Номери районів	Басейни річок	$b_0$	$b_1$	$b_2$	$b_3$	Умови застосування рівнянь поліномів (5.50)
1	Прип'ять до Люб'язь, Тур'я, Стохід, Стир, лівобережжя Прип'яті	0.059	0.06	1.43	0.24	$DF1 > 0$
		0.08	-0.44	1.25	-0.13	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$
		0.03	-0.12	0.26	0.10	$DF1 < 0; DF2 < 0$
2	Горинь, Случ, Уж	0.009	0.68	0.66	0.16	$DF1 > 0$
		$0.6 \cdot 10^{-2}$	0.48	0.19	0.24	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$
		-0.016	0.33	-	0.24	$DF1 < 0; DF2 < 0$
3	Уборть, Норин	0,041	-0.02	1.30	0.14	$DF1 > 0$
		0.043	-0.34	0.89	-0.06	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$
		0.030	-0.12	0.26	0.10	$DF1 < 0; DF2 < 0$
4	Тетерів, Ірша, Ірпінь	0.23	-1.44	3.40	-0.89	$DF1 > 0$
		0.074	-0.18	0.36	0.30	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$
		0.12	-0.40	0.34	0.16	$DF1 < 0; DF2 < 0$
5	Рось	0.022	0.117	0.59	0.67	$DF1 > 0$
		0.002	0.36	-0.49	0.70	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$
		-0.015	0.24	-0.29	0.34	$DF1 < 0; DF2 < 0$

Побудовані таким чином регіональні прогностичні залежності вигляду

$$\frac{Y_m}{Y_0} = f\left(\frac{S_m + X_1 + X_2}{S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}}\right)$$

дозволяють за даними снігомірних зйомок та

опадів, одержаними за метеорологічним прогнозом, а також

використовуючи карту  $S_0$  (рис.3.8) і середньобагаторічні значення дощових опадів під час весняного водопілля  $X_{1_0}$  і  $X_{2_0}$ , отримати величини  $Y_m/Y_0$ , виражені в модульних коефіцієнтах

$$k_Y = \frac{Y_m}{Y_0}. \quad (5.51)$$

Визначення очікуваних значень шарів стоку весняного водопілля  $Y_m$  здійснюється таким чином

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0, \quad (5.52)$$

де  $Y_0$  - норма шару весняного стоку (мм), яка розраховується для кожної конкретної річки за часовим рядом спостережень на ній, або ж визначається за картою розподілу  $Y_0$  по досліджуваній території (рис. 3.6) – за відсутності часових рядів.

На дати випуску прогнозу такі величини, як максимальні запаси води у сніговому покриві та опади під час весняного водопілля  $X_1$  і  $X_2$ , невідомі і входять у вектор-предиктор дискримінантної функції, як середньобагаторічні величини або визначаються, враховуючи метеорологічний прогноз погоди шляхом введення відповідних коефіцієнтів до норм цих факторів (табл.5.1-5.2).

#### **5.4.2 Встановлення ймовірності настання прогнозних величин шарів стоку водопілля**

Важливим питанням при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля є встановлення забезпеченості або ймовірності настання прогнозних величин у багаторічному розрізі.

За наявності багаторічних рядів спостережень таке завдання вирішується шляхом побудови емпіричної кривої забезпеченості модульних коефіцієнтів  $k_Y = f(P\%)$ , про що йшлося у п.5.2.3. У прогнозному варіанті  $k_Y$  знаходиться по залежностях  $Y_m/Y_0 = f(S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})$ .

Однак запропонована методика прогнозування  $Y_m$  передбачає визначення шарів весняного стоку й для невивчених річок. Тому встановлення забезпеченості прогнозних величин  $Y_m$  було здійснено шляхом статистичної обробки і подальшого узагальнення статистичних параметрів шарів весняного стоку водопілля. Залежність  $C_v$  від норми весняного стоку встановлено в розд.3 у вигляді рівняння

$$(C_v)_Y = 0.66 - 0.032(\varphi^o - 50), \quad (5.53)$$

де  $\varphi^o$  - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів, в частках градуса півн.ш.

Коефіцієнт асиметрії  $(C_s)_Y$  нормований по його відношенню до  $(C_v)_Y$ . По території у середньому співвідношення  $(C_s / C_v)_Y$  можна взяти на рівні 2.0 для усієї розглядуваної території басейну Прип'яті (розд.3).

Здійснений статистичний аналіз часових рядів  $Y_m$  (розд.3) дозволяє для оцінки забезпеченості прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля використовувати криву трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля [17]. Фрагмент таблиці ординат трипараметричного гама-розподілу для  $C_s / C_v = 2.0$  наведено в табл.5.6.

Визначення забезпеченості прогнозованих величин  $Y_m$  встановлюється таким чином. По залежності  $Y_m/Y_0 = f(S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{I_0} + X_{2_0})$  визначається модульний коефіцієнт  $k_Y = Y_m/Y_0$ . З карти норм шарів весняного стоку (рис.3.6) по центру тяжіння водозбору знімається величина  $Y_0$  і за формулою (5.53) визначається  $(C_v)_Y$ . Використовуючи табл. 5.6, по  $k_Y$  і  $(C_v)_Y$  знаходиться забезпеченість очікуваного шару стоку весняного водопілля.

Забезпеченість прогнозних величин  $Y_m$  встановлюється у вигляді

$$P_1 < P_Y < P_2, \quad (5.54)$$

де  $P_1$  і  $P_2$  – верхня та нижня межі забезпеченості, % (табл. 5.6).

Таблиця 5.6 - Ординати кривої трипараметричного гама-розподілу  
( $C_s/C_v = 2.0$ )

P, %	$C_v$									
	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
0.5	1.28	1.59	1.94	2.32	2.74	3.20	3.68	4.19	4.74	5.30
1	1.25	1.52	1.82	2.16	2.51	2.89	3.29	3.71	4.15	4.60
3	1.20	1.41	1.64	1.87	2.13	2.39	2.66	2.94	3.21	3.51
5	1.17	1.35	1.54	1.74	1.94	2.15	2.36	2.57	2.78	3.00
10	1.13	1.26	1.40	1.54	1.67	1.80	1.94	2.06	2.19	2.30
20	1.08	1.16	1.24	1.31	1.38	1.44	1.50	1.54	1.58	1.61
30	1.05	1.09	1.13	1.16	1.19	1.21	1.22	1.22	1.22	1.20
40	1.02	1.04	1.05	1.05	1.01	1.03	1.01	0.98	0.96	0.92
50	1.00	0.99	0.97	0.95	0.92	0.89	0.85	0.80	0.75	0.69
60	0.97	0.94	0.90	0.85	0.80	0.75	0.69	0.63	0.57	0.51
70	0.94	0.89	0.82	0.76	0.69	0.62	0.55	0.49	0.42	0.36
75	0.93	0.86	0.78	0.71	0.63	0.56	0.49	0.42	0.35	0.29
80	0.92	0.83	0.74	0.66	0.57	0.50	0.42	0.35	0.28	0.22
90	0.87	0.75	0.64	0.53	0.44	0.35	0.27	0.21	0.15	0.10
95	0.84	0.70	0.56	0.45	0.34	0.26	0.18	0.12	0.08	0.05
97	0.82	0.66	0.52	0.39	0.29	0.20	0.14	0.09	0.05	0.03
99	0.78	0.59	0.44	0.30	0.21	0.13	0.08	0.04	0.02	0.01

#### 5.4.3 Картографічне представлення очікуваних величин шарів стоку весняного водопілля

В існуючих математичних моделях відома практика представлення прогнозних величин шарів весняного стоку у вигляді карт ізоліній зміни величини по території басейну [122]. Однак для невивчених у гідрологічному відношенні річок, на які може бути поширена запропонована методика, є можливість скласти довгострокові прогнози

шарів весняного стоку, найбільш наочно представляти очікувані характеристики в безрозмірних величинах.

Побудова карто-схем модульних коефіцієнтів шарів весняного стоку здійснюється для опорних створів, по яких ведеться розробка методики прогнозу. Для цього до геометричних центрів тяжіння водозборів відносяться прогнозні значення модульних коефіцієнтів  $k_{\gamma}$  і проводяться ізолінії розподілу величини по території. При побудові карт ізоліній необхідно аналізувати можливу зміну максимальних модульних коефіцієнтів по території в залежності, наприклад, від картографічного розподілу такого важливого фактора водопілля, як максимальні запаси води в сніговому покриві.

Одночасно з цим складаються й карто-схеми забезпеченості прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля у багаторічному розрізі. При цьому відокремлюються території з однаковими значеннями  $P\%$ .

Прогнозні карти  $k_{\gamma}$  та  $P_{\gamma}$  дозволяють характеризувати всю територію басейну Прип'яті, оцінюючи зони підвищеного весняного стоку, а також визначати забезпеченість очікуваних шарів стоку весняного водопілля в багаторічному розрізі, що має важливе значення для невивчених з гідрологічної точки зору річок. У той же час, по картах очікуваних величин можна здійснювати прогноз шару стоку водопілля у будь-якому пункті розглядуваної території, незалежно відбуваються там спостереження за річковим стоком чи ні.

#### **5.4.4 Оцінка методики прогнозів шарів стоку весняного водопілля**

Відповідно до рекомендацій [134], оцінка ефективності і якості методики довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля на річках басейну Прип'яті виконана за критерієм якості  $S/\sigma$ , де  $S$  – середня квадратична похибка прогнозів,  $\sigma$  -

середнє квадратичне відхилення прогнозованої величини від норми й забезпеченості допустимої похибки  $P\%$ .

Оскільки методика прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного стоку дозволяє використовувати її й для невивчених річок, постає проблема визначення допустимої похибки прогнозу таких річок.

Для шарів весняного стоку на річках, які течуть з півночі на південь або з півдня на північ (зокрема, для даної території басейну Прип'яті), для визначення допустимої похибки прогнозів отримані залежності  $\delta_{дон}$  (мм) від географічної широти центрів тяжіння водозборів річок ( $\varphi^o$  в частках градуса півн.ш.) у вигляді

$$\delta_{дон} = 1.95(\varphi^o - 50) + 18. \quad (5.55)$$

Формула дозволяє визначати значення  $\delta_{дон}$  для будь-якої річки, навіть у випадку відсутності на ній спостережень за стоком води.

Оцінка ефективності територіальної методики довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля, яка запропонована в роботі, була здійснена за даними 24 опорних створів річок басейну Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра, включаючи ті, дані яких не були включені при розробці методики прогнозу (19 постів). Кількість перевірених прогнозів шарів весняного стоку для кожного гідрологічного створу становила (в основному за період 1966-2000 рр.) по 26-35 на різні дати випуску прогнозів. Для річок лівобережжя Прип'яті гідрологічні ряди обмежені 28 роками (1960-1987 рр.)

При цьому справджуваність прогнозів  $Y_m$  в дату його складання на момент накопичення максимальних снігозапасів ( $S_m$ ) різна і коливається в межах від 100-91 % до 83-72 %, а критерій якості  $S / \sigma$  змінюється від 0.34 до 0.85. Результати оцінки методики наведені в табл.5.7.

Відомо, що завчасність прогнозів залежить від термінів їх складання і дат настання прогнозованого явища максимальних витрат води водопілля. Для території України встановлена дата випуску основного прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води – 20 лютого.



Таблиця 5.7 – Оцінка якості методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля річок басейну Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра

Номери постів	Річка – пост	Площа водозбору, $F$ , км <sup>2</sup>	Кількість прогнозів	$\sigma$ , мм	$\delta_{доп}$ , мм	В дату 20.02		В дату $S_m$	
						$S/\sigma$	$P\%$	$S/\sigma$	$P\%$
Правобережжя Прип'яті та праві притоки Середнього Дніпра									
1	Прип'ять-с.Річиця	2210	35	31	21	0.74	70	0.72	72
2	Прип'ять-с.Люб'язь	6100	35	22	15	0.70	72	0.67	75
11	Тур'я-м.Ковель	1480	35	22	15	0.62	80	0.59	84
15	Стокід-с.МТ Любешів	2970	35	35	24	0.63	81	0.60	73
17	Стир-м.Луцьк	7200	35	22	15	0.60	74	0.58	77
20	Стир-с.Млинок	10900	35	20	14	0.70	72	0.68	74
31	Горинь-с.Оженін	5860	35	20	14	0.73	71	0.71	74
32	Горинь-с.Деражне	9160	35	23	15	0.76	74	0.77	75
39	Случ-м.Новоград-Волинський	7460	26	25	17	0.77	74	0.76	76
40	Случ-м.Сарни	13300	35	33	22	0.73	72	0.70	75
51	Уборть-с.Перга	2880	35	35	24	0.82	70	0.81	74
66	Уж-с.Поліське	5690	30	33	22	0.86	74	0.85	76
68	Норін-с.Славенщина	804	35	35	23	0.53	78	0.48	80
72	Тетерів-м.Житомир	5270	35	27	18	0.68	76	0.65	77
78	Ірша-с.Українка	2600	35	35	24	0.60	76	0.58	79

Продовження таблиці 5.7

80	Ірпінь– с.Мостище	2810	35	30	20	0.58	78	0.50	80
Лівобережжя Прип'яті									
24	Ясельда-с.Береза	916	28	37	25	0.61	70	0.55	72
29	Цна-с.Дятловичі	969	28	44	29	0.83	61	0.81	61
47	Случ-с.Ленін	4480	28	39	26	0.68	61	0.64	60
54	Птич-с.Комаріно	2010	28	29	19	0.62	70	0.60	70

Уточнений прогноз надається кожні 10-15 діб при надходженні нової оперативної інформації.

Однак у зв'язку з доволі різними умовами формування весняних водопіль у кожному році, у тому числі й проходження їх у більш ранні строки, навіть у січні-початку лютого, запропонована методика дозволяє випуск прогнозів в будь-яку дату, починаючи з 20 січня і пізніше, до дати настання максимальних запасів води в сніговому покриві.

На дати прогнозу 10, 20, 28 лютого по запасах вологи на басейні, які визначені за схемою (5.25), і відповідно до рекомендацій щодо визначення нормальних добавок до максимальних снігозапасів (табл.5.1) та отримання опадів з врахуванням метеорологічного прогнозу опадів за (5.28) і (5.29) і даними табл. 5.2, були складені прогнози шарів стоку весняного водопілля. Результати прогнозів на дату випуску основного прогнозу (20 лютого) представлені в табл. 5.7. Похибки прогнозів пов'язані з включенням в прогноз не фактичних величин снігозапасів та опадів, а з урахуванням коефіцієнтів прогновної схеми у відповідності з метеорологічним прогнозом погоди.

Завчасність надання прогнозів шарів стоку весняного водопілля у запропонованій методиці залежить від строків його розвитку і для басейну Прип'яті в середньому становить 30-40 діб.

#### **5.4.5 Схема складання територіального довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля**

*Схема прогнозу шарів весняного стоку за гідрометеорологічними даними.* Схема довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля в басейні р.Прип'ять і правобережних приток Дніпра розглядається на прикладі зимово-весняного періоду 2009-2010 рр. З метою складання оперативних прогнозів шарів стоку весняного водопілля за гідрометеорологічними даними була розроблена комп'ютерна програма, яка дозволяє формувати базу вихідних гідрометеорологічних даних, які використовуються в методиці прогнозу, та складати прогноз у поточному режимі його випуску.

Етапи оперативного довгострокового прогнозування шарів весняного стоку:

- використання базової та збір оперативної інформації у поточному році;
- складання прогнозу шарів стоку весняного водопілля в залежності від передбачення типу розвитку весняних процесів;
- встановлення ймовірності настання прогнозних величин у багаторічному розрізі;
- побудова карт прогнозних величин модульних коефіцієнтів шарів стоку та їх забезпеченостей;
- оцінка прогнозу.

Розрахунок факторів весняного водопілля і складання прогнозу шарів стоку водопілля здійснюється за запропонованою методикою територіального довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля (п.5.3, 5.4.1-5.4.4) на прикладі весняного водопілля 2010 р.

Вихідні гідрометеорологічні дані спостережень за факторами водопілля, рівнями та витратами води в річках отримані за даними оперативної інформації Українського Гідрометцентру через програмний комплекс - Автоматизоване робоче місце гідролога (АРМ-гідро).

Умови формування водопілля цього року в басейні р.Прип'ять відрізнялися на фоні останніх теплих років сталим снігонакопиченням впродовж зимового періоду, поступовим промерзанням достатньо зволоженого ґрунту. Максимальні снігозапаси, що сформувалися на басейнах розглядуваної території 15-20 лютого, майже повсюдно перевищували їх середньобагаторічні значення: на півночі і сході басейну досягали 80-100 мм (в 1.39-1.66 разу від норми), в центральній частині - складала величини порядку 50-70 мм (1.19-1.52 від норми), а на заході (у верхній течії Прип'яті) досягали 90-100 мм, що у 1.83-2.81 разів перевищило норму. Глибини промерзання ґрунтів в цілому не перевищували середньобагаторічні значення і становили на 10 лютого 12 - 47 см, що у відносних величинах дорівнює 0.30-0.85.

Особливістю накопичення снігу у 2010 р. було те, що після 20 лютого, коли вже розпочалося танення і підйом рівнів води в річках, в басейнах південно-західної частини розглядуваної території при зниженні температури повітря до мінусових значень розпочалася нова хвиля снігонакопичення, з повторним максимумом снігозапасів – 10-20 березня.

Таким чином, весняне водопілля 2010 р. на річках басейну Прип'яті пройшло двома хвилями, а в умовах нерівномірного снігонакопичення, незначного промерзання ґрунтів та інтенсивного наростання температур повітря з другої половини березня висота та об'єми його були різними в різних частинах території.

### **Складання бази вихідних даних.**

*Базова вихідна інформація.*

До неї відносяться:

1. Морфометричні та басейнові характеристики опорних водозборів:
  - їх площі,  $F$ , км<sup>2</sup>;
  - залісеність водозборів  $f_l$ , в частках від площі водозборів ;
  - заболоченість водозборів  $f_o$ , в частках від площі водозборів;
  - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів  $\varphi$  ° півн.ш.

2. Середні багаторічні дані:

- 1) карта норм шарів стоку весняного водопілля  $Y_0$ , мм (рис. 3.6);
- 2) карта норм максимальних запасів води у сніговому покриві  $S_0$ , мм (рис.3.8)
- 3) норми весняних опадів  $X_{1_0}$  і  $X_{2_0}$ , які беруть участь у формуванні весняного водопілля, можна розрахувати за рівняннями (5.20)- (5.23) або визначити як середньобагаторічні значення, мм;
- 4) карта норми максимальних значень глибини промерзання ґрунтів під озимими,  $L_0$  (см) або залежність  $L_0$  від широти пунктів виміру глибин промерзання ґрунтів у вигляді (5.47);
- 5) норми середніх місячних витрат води за січень, лютий, березень,  $\text{м}^3/\text{с}$ , або їх залежності від площ водозборів у вигляді (5.41)-(5.43);
- 6) норми середніх місячних температур повітря за лютий  $\bar{\Theta}_{02}$   $^{\circ}\text{C}$  та березень  $\bar{\Theta}_{03}$   $^{\circ}\text{C}$  за даними метеорологічних станцій, які знаходяться близько до геометричних центрів тяжіння водозборів.

### **Оперативна вихідна інформація.**

Оперативна вихідна інформація включає такі гідрометеорологічні дані:

1. Максимальні запаси води в сніговому покриві на дати випуску прогнозів  $S_{ДСП}$  і на дату їх максимального накопичення  $S_m$  (мм) за даними снігомірних зйомок на метеорологічних станціях (у полі) або у вигляді карт їх розподілу по території.

2. Максимальна (на дату складання прогнозу або на кінець зими) глибина промерзання ґрунтів під озимими  $L$  (см) за даними пунктів їх виміру або у вигляді карти розподілу по території.

3. Середні місячні (декадні) витрати води січня, лютого, березня ( $Q_{не}$ ).

4. Середня місячна температура повітря в лютому  $\Theta_{02}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) за даними метеорологічних станцій.

5. Метеорологічний прогноз середньої місячної температури повітря у березні  $\Theta_{03}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) та опадів періоду весняного водопілля (наприклад, у вигляді норми, вище або нижче за норму).

## Схема складання прогнозів шарів весняного стоку

1. Розрахунок факторів весняного водопілля, що використовуються в прогнозній схемі та при встановленні знаку дискримінантних рівнянь.

1.1 Сумарна кількість води, яка бере участь у формуванні весняного водопілля, виконується за схемою:

а) В дату складання прогнозу (наприклад, 10, 20 або 28 лютого) за (5.25)

$$(S_m + X'_1 + X'_2)_{ДСП} = [S_{ДСП}(1 - f_l) + k_l S_{ДСП} f_l] + \Delta\bar{S} + X'_1 + X'_2,$$

де  $S_{ДСП}$  - максимальні запаси води в сніговому покриві, які накопичилися на дату складання прогнозу, мм;

$\Delta\bar{S}$  - нормальна добавка до максимальних запасів води в сніговому покриві, мм, яка визначається за (5.27) та табл.5.1 для геометричних центрів тяжіння водозборів в залежності від очікуваної температури повітря в лютому та березні по метеостанціях (нижче, вище або біля норми).;

$X'_1$  - очікувані величини опадів  $X_1$ , мм;

$X'_2$  - очікувані величини опадів  $X_2$ , мм.

Значення величин опадів  $X'_1$  та  $X'_2$  враховуються за рівняннями (5.28) і (5.29) та табл. 5.2, орієнтуючись на метеопрогноз опадів.

б) В дату накопичення максимальних запасів води в сніговому покриві

$$S_m + X'_1 + X'_2 = [S(1 - f_l) + k_l S f_l] + X'_1 + X'_2, \quad (5.56)$$

де  $S$  - максимальні запаси води в сніговому покриві на водозборі (за вимірами у полі) перед весняним водопіллям, мм.

Максимальні запаси води в сніговому покриві, що накопичилися на басейні до початку весняного сніготанення та рідкі опади періоду водопілля входять у дискримінантну функцію у вигляді відношення  $(S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})$ .

1.2 Індекс зволоження ґрунтів – відносна величина передповеневої середньої місячної витрати води  $(Q_{нс})_i / (Q_{нс})_0$ . Якщо дані по витратах води  $(Q_{нс})_i$  відсутні, то їх можна відновити по залежностях типу (5.41)-(5.43);

1.3 Максимальна на дату прогнозу глибина промерзання ґрунтів, виражена як  $L/L_0$ . Якщо дані про глибини промерзання ґрунтів на водозборах відсутні, їх величини можна встановити по залежностях типу (5.47);

г) середньомісячна температура повітря лютого  $\Theta_{02}, ^\circ\text{C}$  встановлюється за даними метеостанцій, розташованих близько до центрів тяжіння водозборів.

## 2. Етапи складання прогнозів шарів стоку весняного водопілля.

2.1 Встановлення типу майбутньої весни – визначається знак лінійної дискримінантної функції  $DF$ , яка розраховується в дату складання прогнозів за рівнянням (5.49) і табл.5.4.

2.2 Прогноз величин шарів стоку весняного водопілля у вигляді відносних їх значень  $k_Y$  здійснюється по регіональних залежностях вигляду (5.48) чи (5.49) – за знаком дискримінантної функції і даними максимальних запасів води у сніговому покриві й дощових опадів під час водопілля, виражених відносно їх норми  $k_X$ . Коефіцієнти поліномів, які описують прогнозні залежності з умовами застосування кривих за ознаками  $DF$ , надані у табл.5.5.

2.3 Перехід від  $k_Y$  до очікуваних значень шарів стоку весняного водопілля  $Y_m$  за (5.52) такий

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0,$$

де  $Y_0$  - норма шару весняного стоку, розрахована як середнє арифметичне значення за часовим рядом спостережень, або ж може бути визначена за картою розподілу  $Y_0$  у межах досліджуваної території (рис.3.6).

2.4 Забезпеченість прогнозованого шару стоку весняного водопілля, яка встановлюється за таблицею трипараметричного гама-розподілу (табл.5.6) за очікуваним  $k_Y=Y_m/Y_0$  і значеннями  $(C_v)_Y$ , що визначаються по багаторічному ряду шарів весняного стоку або можуть розраховуватись за формулою (5.53), у тому числі за відсутності гідрологічних спостережень на річках.

Забезпеченість прогнозних величин  $Y_m$  коливатиметься в межах за (5.54)

$$P_1 < P_Y < P_2 ,$$

де  $P_1$  і  $P_2$  – верхня та нижня межі забезпеченості, які встановлюються за табл. 5.6.

3. Формою представлення прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля у поточному році є:

- таблиці очікуваних величин (найбільш ймовірного їх значення, отриманого за методикою прогнозу та інтервал  $Y_m$  з врахуванням допустимої похибки прогнозу) та забезпеченості їх настання у багаторічному періоді;

- карто-схеми розподілу по території очікуваних модульних коефіцієнтів  $k_Y$  та їх забезпеченості у багаторічному розрізі  $P$  %, які відносяться до геометричних центрів тяжіння водозборів. Приклад таких карто-схем для спрогнозованих за методикою шарів стоку весняного водопілля 2010 р. в басейні р. Прип'ять, показаний на рис.5.5 та 5.6. Розподіл очікуваних модульних коефіцієнтів шарів стоку водопілля показує, що їхні значення змінюються по території від 1.57- 2.1 у верхів'ях рр.Прип'ять і Птич до значень порядку 1.0 – в центральній частині басейну і 0.57- 0.32 – на сході (басейни рр. Уборть, Тетерів, Ірша, Ірпінь). Частота повторюваності водопіль коливається відповідно до шарів стоку від 10-30% на півночі і заході до 50-70% - в центрі та 60-80% - на сході.

4. Оцінка довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля здійснюється шляхом визначення похибки прогнозу  $\delta$  (мм) та в частках від допустимої похибки  $\delta_{дон}$  (мм), яка визначається за



багаторічним рядом шарів весняного стоку за [134] або може бути розрахована за формулою (5.55). Прогноз вважається справджуваним, якщо відношення  $\delta / \delta_{дон} \leq 1.0$ .

Прогнозні величини шарів стоку весняного водопілля 2010 р. отримані за запропонованою для басейну Прип'яті методикою довгострокового прогнозу, на різні дати їх складання, порівнювались також з очікуваними за методикою Гідрометцентру України величинами шарів стоку.

Для наглядного уявлення такої оцінки, наприклад, для р. Стир – с.Млинок на рис.5.7 представлені діаграми величин максимальних снігозапасів, що розраховані як середні їх величини на дату складання прогнозу з урахуванням нормальної добавки снігу  $\Delta \bar{S}$ , очікуваних величин шарів стоку водопілля на дати складання прогнозу 10, 20 лютого та в дату накопичення максимальних снігозапасів (15 лютого), а також їх норми і фактично спостережені шари стоку водопілля 2010 р. (за даними оперативних даних, отриманих через АРМ-гідро). На діаграмах показані й прогнозні значення шарів стоку весняного водопілля 2010 р., отримані в Гідрометцентрі України.

При цьому оцінка складеного за запропонованою методикою прогнозу шарів стоку весняного водопілля 2010 р. Стир – с.Млинок (при допустимій похибці прогнозу шарів стоку 14 мм) є «відмінною». Як відзначалося на початку п.5.4.5, в період весни 2010 р. в басейнах деяких річок на фоні весняного танення снігу у лютому - в першій декаді березня при вторгненні холоду і зниженні температури повітря до мінусових значень, спостерігалось повторне накопичення снігу (в басейнах річок Горинь, Случ, Уборть, Уж, Тетерів, Ірпінь) при максимальних його значеннях до 10 березня і сформуванні при його таненні другої хвилі водопілля (рис.5.8). При цьому були складені уточнені прогнози шарів стоку в дату 10 березня. Результати прогнозів шарів стоку весняного водопілля 2010 р., складені у різні дати їх випуску, показали для річок розглядуваної території задовільні результати.



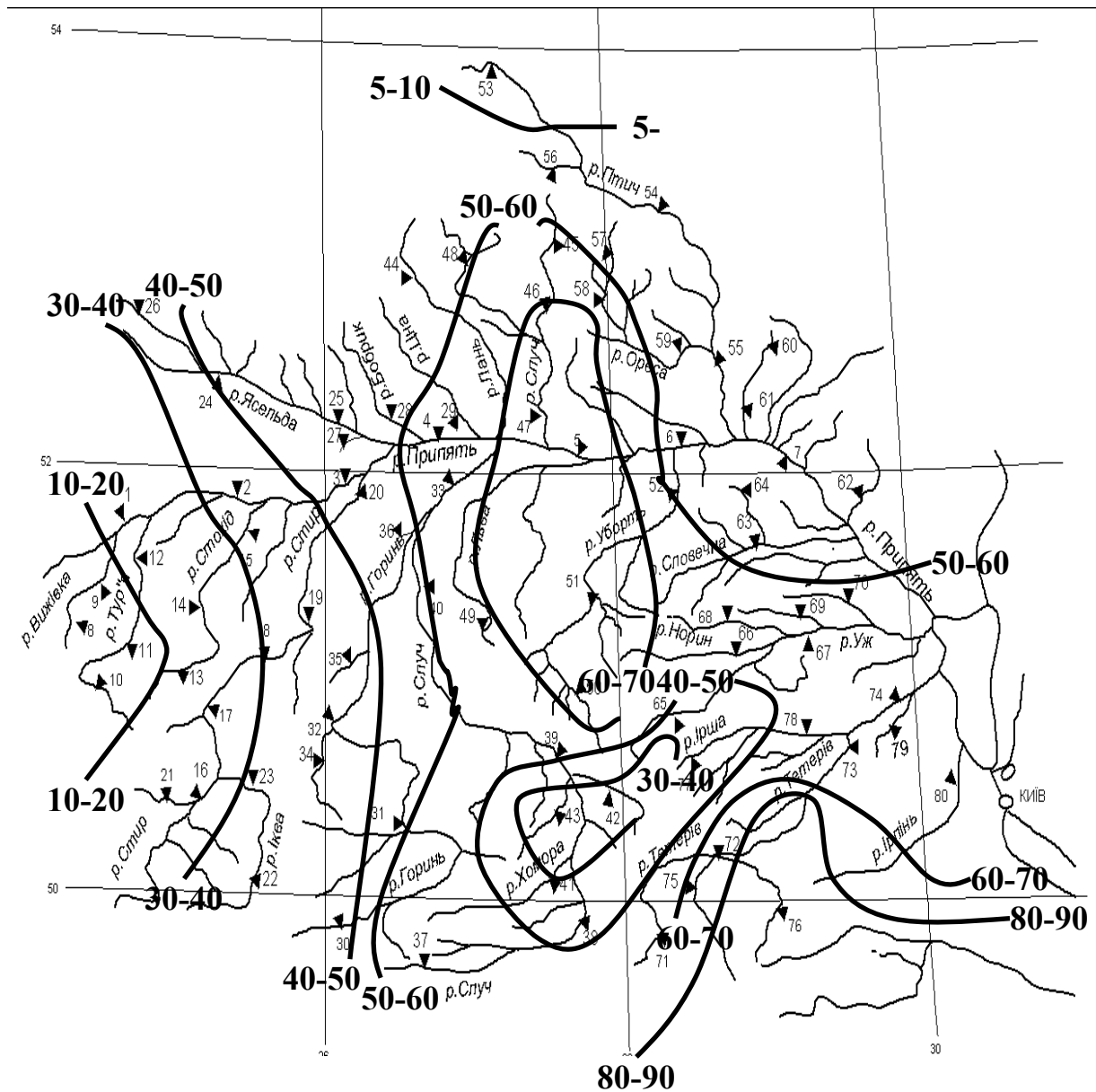
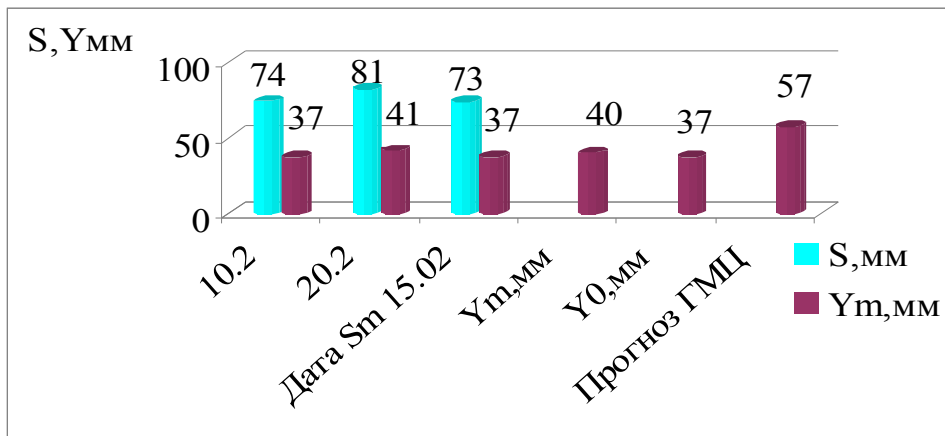
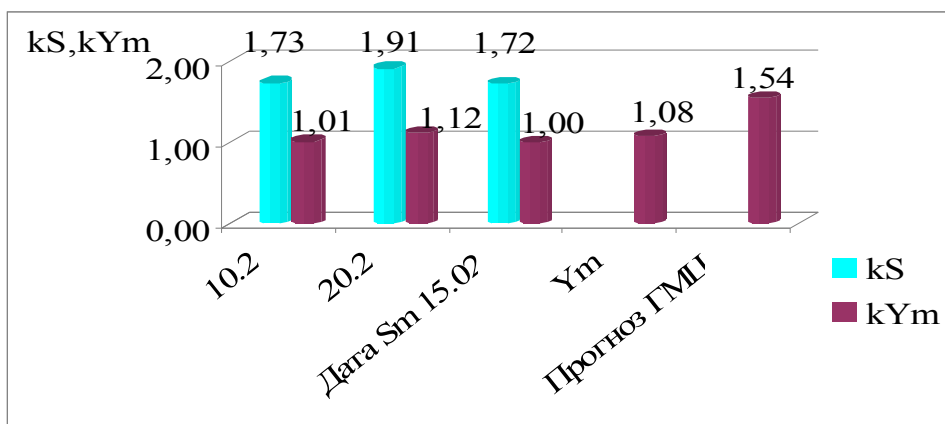


Рисунок 5.6 – Зміна по території басейну Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра забезпеченості прогностичних значень шарів стоку весняного водопілля 2010 р. (випуск прогнозу в дату настання максимальних снігозапасів – 20 лютого)

а)



б)



Умовні позначення:

10.2; 20.2; дата  $S_m$  15.02 – дати складання прогнозу шарів стоку;  
 $S$  – значення максимальних снігозапасів, розрахованих з урахуванням нормальної добавки снігу на дату складання прогнозу;  
 $Y_0$  – середньобогаторічний шар стоку водопілля;  
 $Y_m$  – спостережена величина шару стоку весняного водопілля 2010 р.;  
 прогноз ГМЦ – значення шару стоку водопілля, отримане за прогнозом Гідрометцентру.

Рисунок 5.7 – Оцінка прогнозу шарів стоку весняного водопілля 2010 р. на р. Стир – с.Млинок  
 а) у фактичних величинах;  
 б) у модульних коефіцієнтах.

**Схема складання прогнозу шарів стоку весняного водопілля за наявності карто-схем очікуваних модульних коефіцієнтів та їх ймовірності.**

За відсутності даних спостережень вихідними є карто-схеми очікуваних величин модульних коефіцієнтів  $k_Y$  і їх забезпеченості  $P_Y \%$ , а також карто-схеми норм шарів стоку водопілля  $Y_0$ .

З карти  $k_Y$  (рис.5.5) знімається по центру тяжіння будь-якого водозбору розглядуваної території очікуване значення модульного коефіцієнта шарів стоку водопілля. Прогнозна величина шару стоку ( $y$  мм) буде дорівнювати за (5.52)

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0.$$

Норма шарів стоку  $Y_0$ , як і  $k_Y$ , знімається з відповідної карто-схеми (рис.3.6) по центру тяжіння водозбору.

Для оцінювання частоти повторюваності прогнозного значення  $Y_m$  з карти ймовірностей територіального прогнозу шарів стоку (рис.5.6) знаходиться величина забезпеченості  $P_Y \%$ .

За наявності гідрологічних спостережень випуск прогнозу дещо відрізняється від попереднього. Стосується це величини  $Y_0$ , яка розраховується безпосередньо за даними спостережень за стоком води на річці.

## **5.5 Довгострокове прогнозування максимальних витрат та рівнів води весняного водопілля**

### **5.5.1 Розрахунок характеристик гідрографів схилового припливу тало-дощової води в басейні Прип'яті**

Складовою частиною до методу територіального довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля входить середньобагаторічний максимальний модуль весняного стоку  $q_0$ .

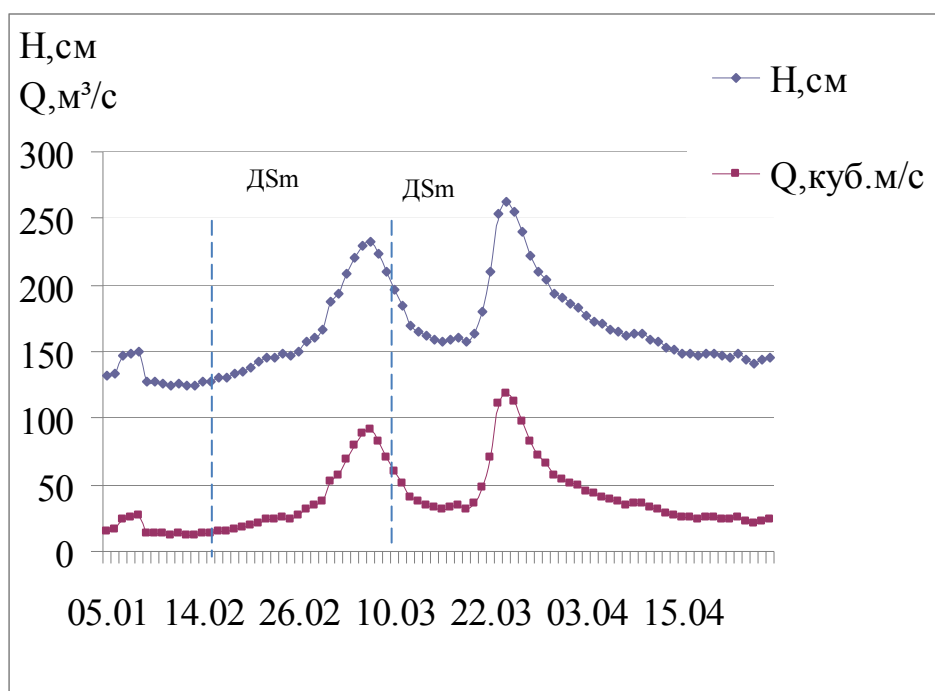
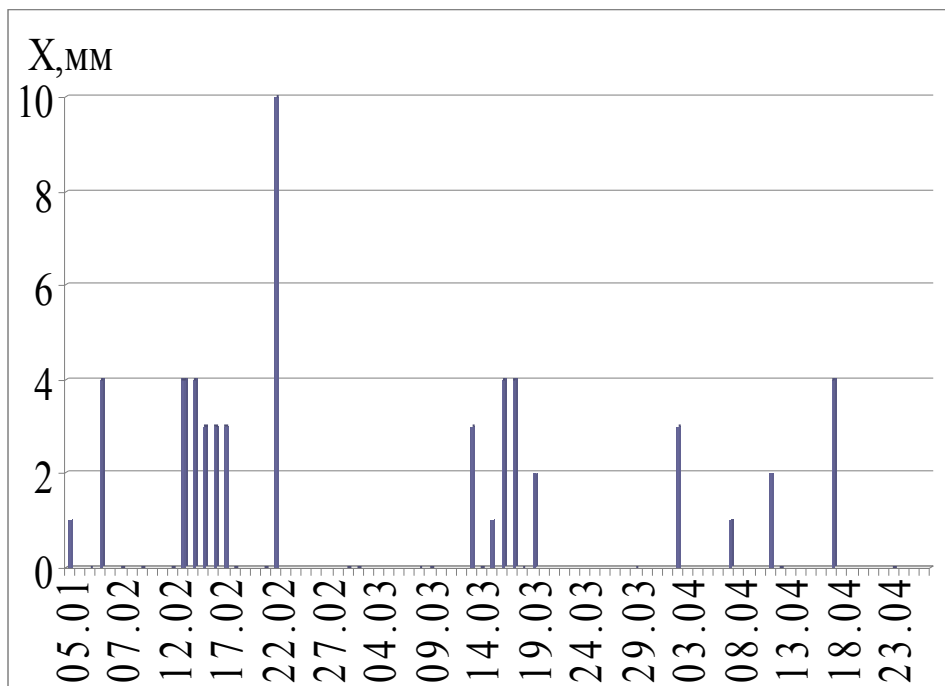


Рисунок 5.8 – Сумісний графік ходу опадів, рівнів та витрат води весняного водопілля 2010 на р. Случ – м. Новоград-Волинський

Територіальний прогноз в прогнозній методиці пов'язаний з можливістю розрахунку значення  $q_0$ , у тому числі для невивчених у гідрологічному відношенні річок.

Середньобагаторічний максимальний модуль весняного стоку  $q_o$  при наявності гідрологічних спостережень визначається як середньоарифметичне значення за багаторічний період спостережень за (5.12)

Для річок з короткими рядами спостережень або для тих, на яких спостереження взагалі не ведуться, даний метод територіального прогнозу максимуму водопілля дозволяє розраховувати величину  $q_o$  в рамках моделі типового одноmodalного гідрографа у вигляді [129]

$$q_o = q'_o \psi(t_p / T_o) \varepsilon_F \cdot r, \quad (5.57)$$

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

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

$\psi(t_p / T_o)$  - трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання;

$\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

$r$  – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

Згідно з [23]

$$q'_o = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_o} Y_o = k_o Y_o, \quad (5.58)$$

де  $(n+1)/n$  - коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі;

$T_o$  – тривалість схилового припливу, год;

$Y_o$  – середній багаторічний шар стоку весняного водопілля, мм;

$k_o$  – коефіцієнт схилової трансформації.

Шар стоку весняного водопілля  $Y_o$  визначений як середньобагаторічне його значення за (5.11) по 2000 р. спостережень. Для не вивчених у гідрологічному відношенні річок встановлення величини  $Y_o$

здійснюється по карто-схемі її розподілу по досліджуваній території (рис.3.6). Значення тривалості схилового припливу тало-дощових вод  $T_o$  також визначаються по карто-схемі розподілу  $T_o$  в басейні Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра (рис.4.2).

Для розрахунку трансформаційної функції Є.Д. Гопченком [23] обгрунтовані рівняння (2.150)-(2.152). Щоб урахувати вплив на максимальний стік весняного водопілля озер і водосховищ, рекомендується використовувати формулу СНіП 2.01.14-83 [17].

Щодо коефіцієнта русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$ , то його можна визначити з (5.57), а потім узагальнити в залежності від розміру водозборів, оскільки

$$\varepsilon_F = (q_o / q'_o) / [\psi(t_p / T_o)] \cdot r. \quad (5.59)$$

### **5.5.2 Побудова регіональних залежностей для прогнозу максимальних витрат води водопілля**

Розробка методики прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля для розглянутої території басейну р. Прип'ять виконувалася шляхом побудови залежностей максимального весняного модуля від максимальних запасів води в сніговому покриві і опадів періоду сніготанення, виражених в модульних коефіцієнтах

$$\frac{q_m}{q_0} = f\left(\frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{10}}\right), \quad (5.60)$$

або

$$k_q = f(k_X), \quad (5.61)$$

де  $q_m$  і  $q_0$  - максимальний модуль весняного водопілля і його норма;



$S_m$  і  $S_0$  - максимальний запас води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення і його норма,

$X_1$  і  $X_{1_0}$  - опади періоду сніготанення та їх норма,

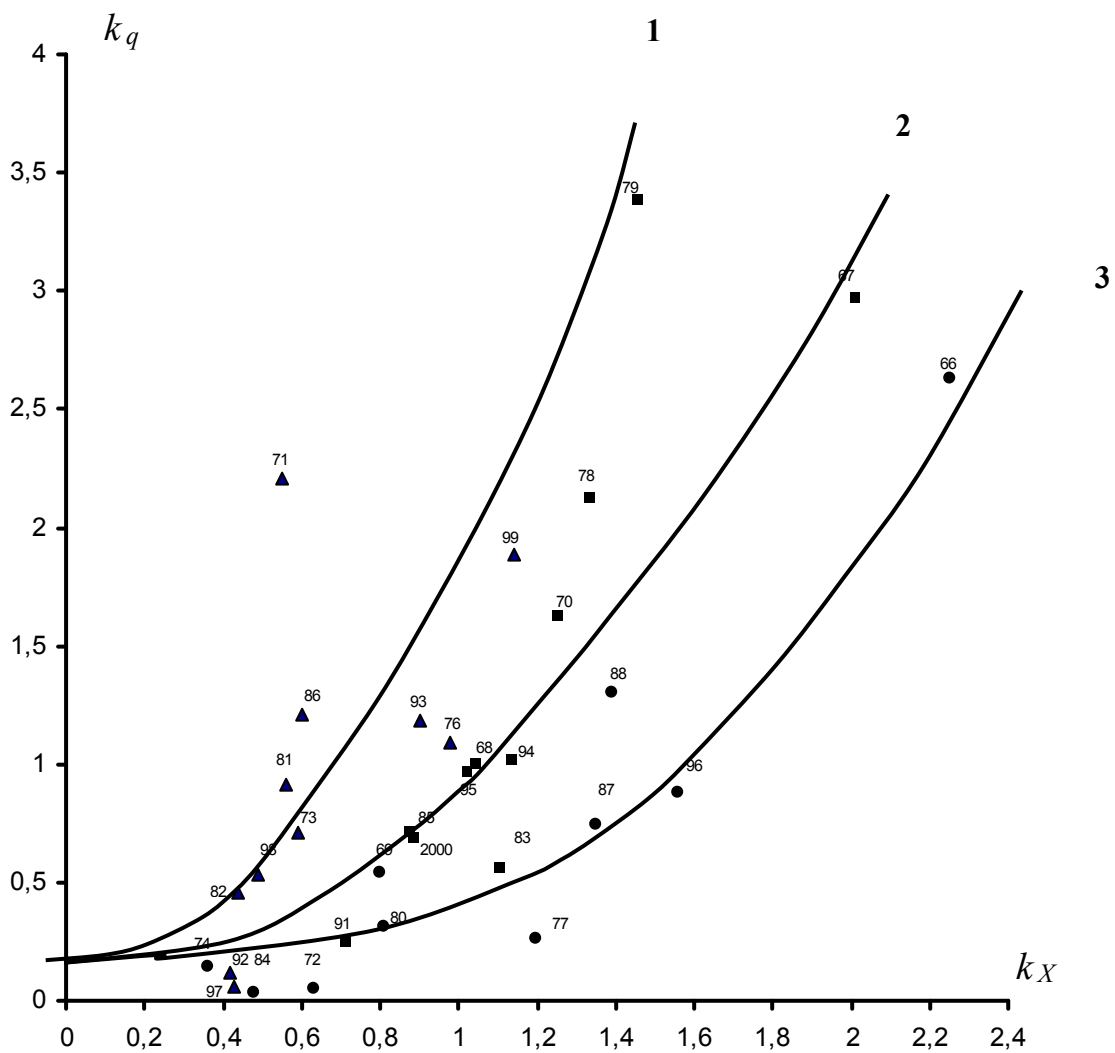
$k_q$  - модульний коефіцієнт максимальних витрат води весняного водопілля,

$k_X$  - модульний коефіцієнт сумарної кількості талої та дощової води, що утворюють максимальну витрату води водопілля.

Розподіл точок на графіках залежностей (5.60), наприклад рис.5.9, схожий як і на подібних залежностях для шарів стоку водопілля і вказує на угруповання, які відповідають утворенню різних за висотою водопіль, наприклад, високих, середніх чи низьких. Пов'язано це з тим, що у кожному році сполучення стокоформуєчих факторів так чи інакше впливає на формування як шарів стоку, так і максимальних витрат води весняного водопілля. Для врахування таких особливостей розвитку водопіль і діагнозу або якісного прогнозу очікуваного явища була використана, як і при прогнозі шарів весняного стоку, багатовимірна статистична модель дискримінантного аналізу.

Спираючись на аналіз процесів стокоформування по річках басейну Прип'яті і, враховуючи, що комплекс факторів, які визначають утворення максимальних витрат води весняного водопілля, подібний до факторів формування шарів весняного стоку, до вектор-предиктора дискримінантних рівнянь, були віднесені: максимальні запаси води в сніговому покриві (з урахуванням вологи в крижаній кірці) і опади періоду танення снігу, вологість та промерзання ґрунтів (у модульних коефіцієнтах), температура повітря лютого.

Як показав аналіз і перевірені прогнози максимальних витрат води весняного водопілля в басейні Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра, коефіцієнти дискримінантних рівнянь такі ж самі, як були отримані для прогнозування шарів стоку, і відповідають районуванню території за виглядом параметрів прогностичної схеми (див. табл.5.4).



- 1 -  $DF1 > 0$ ;
- 2 -  $DF1 \geq 0, DF2 \leq 0$ ;
- 3 -  $DF1 < 0, DF2 < 0$

Рисунок 5.9 - Залежність максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля від модульних коефіцієнтів запасів вологи на басейні для району 1 (дані відносяться до басейну р. Прип'ять – с. Люб'язь)

Розрахунок знаку дискримінантної функції  $DF$  проводився за рівняннями вигляду

$$DF = a_0 + a_1 \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} + a_2 \frac{Q_{ne}}{(Q_{ne})_0} + a_3 \frac{L}{L_0} + a_4 \theta_{02}^o, \quad (5.62)$$

де  $A = (a_0, a_1, a_2, \dots, a_m)$  - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;

$(S_m + X_1)$  і  $(S_m + X_{1_0})$  - максимальні запаси води в сніговому покриві з урахуванням суми рідких опадів періоду весняного сніготанення та їх норма, мм;

$Q_{ne}$  і  $(Q_{ne})_0$  - середня витрата води  $i$ -го місяця перед водопіллям та його норма, м<sup>3</sup>/с;

$L$  і  $L_0$  - глибина промерзання ґрунтів та її норма, см;

$\theta_{02}^o$  - температура повітря лютого, °С.

Знак дискримінантних рівнянь (більше або менше нуля) на річках території дозволяє передбачити можливість формування максимальних витрат води весняного водопілля – вищим, близьким до норми або нижчим за норму.

Враховуючи знак дискримінантних рівнянь, як і для шарів весняного стоку, побудовані прогнози залежності (5.60), які можна виразити поліномом 3-ого степеня, тобто

$$k_q = \frac{q_m}{q_0} = b_0 + b_1 \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} + b_2 \left( \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} \right)^2 + b_3 \left( \frac{S_m + X_1}{S_0 + X_{1_0}} \right)^3, \quad (5.63)$$

де  $b_0, b_1, b_2, b_3$  – коефіцієнти полінома при прогнозі максимальних витрат води весняного водопілля.

Аналіз прогнозних залежностей, також як і для шарів весняного стоку, дозволив здійснити узагальнення кривих по річках району. Причому, райони 1 та 2 мають однаковий вигляд прогнозних залежностей при отриманні максимальних витрат води водопілля. Коефіцієнти полінома (5.63) з умовами застосування кривих за ознаками  $DF1$  і  $DF2$  надані у табл.5.8.

Таблиця 5.8 – Коефіцієнти прогностичних рівнянь поліномів (5.63) при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля

Номери районів	Басейни річок	$b_0$	$b_1$	$b_2$	$b_3$	Умови застосування рівнянь поліномів (5.63)
1, 2	Правобережжя Прип'яті (Прип'ять до Люб'язь, Тур'я, Стохід, Стир, Горинь, Случ, Уборть), лівобережжя Прип'яті	0.059	0.062	1.43	0.24	$DF1 > 0$
		0.083	-0.44	1.25	-0.13	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$
		0.030	-0.12	0.26	0.10	$DF1 < 0; DF2 < 0$

Продовження таблиці 5.8

Номери районів	Басейни річок	$b_0$	$b_1$	$b_2$	$b_3$	Умови застосування рівнянь поліномів (5.63)
3	Уж, Норин	0.041	-0.20	1.30	0.14	$DF1 > 0$
		0.043	-0.34	0.89	-0.059	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$
		0.030	-0.12	0.26	0.10	$DF1 < 0; DF2 < 0$
4	Тетерів, Ірша, Ірпінь	0.23	-1.44	3.40	-0.89	$DF1 > 0$
		0.074	-0.18	0.36	0.30	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$
		0.12	-0.40	0.34	0.16	$DF1 < 0; DF2 < 0$
5	Рось	0.016	0.24	-0.52	1.86	$DF1 > 0$
		-0.066	1.30	-2.99	2.08	$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$
		-0.026	0.44	-0.95	0.60	$DF1 < 0; DF2 < 0$

Таким чином, по отриманих при прогнозі значеннях максимальних модульних коефіцієнтів  $k_{q_m}$  можна розрахувати і прогнозні максимальні витрати води, як

$$Q_m = k_q \cdot q_o \cdot F = k_q \cdot Q_0, \quad (5.64)$$

де  $F$  – площа водозбору, км<sup>2</sup>;

$q_o(Q_0)$  - норма максимального модуля (витрати води, м<sup>3</sup>/с) водопілля (м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>)), яка визначається як середнє багаторічне значення за (5.12) за наявності тривалих спостережень на річках, або може бути розрахована за моделлю одноmodalного типового гідрографа (5.57) – за обмеженості чи відсутності гідрологічних спостережень на річках.

### **5.5.3 Обґрунтування параметрів прогнозної схеми при формуванні зимових паводків**

В попередньому підрозділі викладено основні етапи розробки методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняної хвилі водопілля. Але на річках басейну р. Прип'ять у зв'язку з несталими погодними умовами взимку часто спостерігаються відлиги, які є причиною повного або часткового танення накопиченого снігу, випадіння рідких опадів і, як наслідок, формування паводків на річках різної інтенсивності. При добре виражених підйомах рівнів води паводки утворюють першу (зимову) хвилю водопілля. В деякі аномально теплі роки подальше накопичення снігу може й не відбуватися, і тоді зимовий паводок враховується як раннє за термінами весняне водопілля (розд.1.5). Тому в прогнозній методиці і, у подальшому, в комп'ютерному комплексі передбачено прогноз максимальної витрати води першої (зимової) хвилі водопілля.

В основу методики прогнозу максимальних витрат води зимових паводків покладено метод, аналогічний тому, що використовувався при прогнозі максимальних витрат води весняного водопілля (розд.5.5.2), а саме: встановлення знаку дискримінантної функції ( $DF$ ) та прогноз максимальної витрати води (у вигляді модульного коефіцієнта) за кривою, яка відповідає знаку  $DF$ , по залежностях

$$\frac{q_{m3}}{q_{03}} = f\left(\frac{X_3}{X_{30}}\right) \quad (5.65)$$

або

$$k_{q3} = f(k_{X_3}), \quad (5.66)$$

де  $q_{m3}$  і  $q_{03}$  - максимальний модуль стоку (чи витрата води) за зимовий паводок та його норма,  $\text{м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$  або  $\text{м}^3/\text{с}$ ;

$X_3$  і  $X_{30}$  - сумарна кількість талої та дощової води, що утворюють паводок та їх норма, мм;

$k_{q3}$  - модульний коефіцієнт максимальної витрати води зимового паводка;

$k_{X_3}$  - модульний коефіцієнт сумарної кількості талої та дощової води, що утворюють паводок.

При виборі вектор-предиктора дискримінантної функції до аналізу умов формування зимових паводків на річках були включені роки, коли вони спостерігалися – 1971, 1981, 1986, 2001 та ін. Фактори, які впливають на висоту піків в період зимових відлиг, взагалі подібні чинникам, що утворюють максимуми весняного водопілля, а саме: кількість снігу на басейні, інтенсивність його танення, загальна сума рідких опадів за період сніготанення, водопроникна здатність ґрунтів. Однак під час зимових відлиг може спостерігатися повне або часткове танення снігу. При повному таненні снігу запаси води в сніговому покриві ( $S_{\text{сн}}$ )

визначаються, як і для весняного водопілля, за рівнянням (5.15), тобто по середніх на водозборах снігозапасах, які зафіксовані снігоз'йомкою перед відлигою.

При неповному (частковому) таненні снігу шар талої води пропонується визначати по очікуваній сумі позитивних температур повітря за відлигу (декаду) і коефіцієнту сніготанення за рівняннями (5.34) – (5.36). Для оцінки інтенсивності відлиги та отримання суми позитивних температур повітря за декаду ( $\sum \theta_+$ ) пропонується на основі прогнозу погоди про наявність відлиги при позитивній температурі повітря, вищій чи нижчій за норму, або на рівні норми, використовувати рівняння (5.37) і дані табл.5.3.

Кількість опадів за відлигу (декаду)  $X_{\text{вд}}$  враховується, орієнтуючись на синоптичний прогноз, як величина вища, нижча або рівна нормі за рівнянням (5.38) і табл.5.3.

Таким чином, сумарна кількість тало-дощової води, яка бере участь у формуванні зимового паводка, дорівнює:

- при повному сході снігу за (5.32)

-

$$X_3 = [S_{\text{вд}}(1 + f_l) + k_l S_{\text{вд}} f_l] + X_{\text{вд}};$$

- при частковому таненні снігу за (5.33)

$$X_3 = h_B + X_{\text{вд}}.$$

В прогнозу схему і вектор-предиктор  $DF$  ця величина входить як модульний коефіцієнт (5.39)

$$k_{X_3} = X_3 / X_{3_0},$$

де  $X_{3_0}$  - норма талої та дощової води, яка утворює зимовий паводок, мм.

До вектор-предикторі дискримінантних рівнянь входять також глибина промерзання ґрунтів ( $L_3$ ) та середня місячна витрата води перед паводком ( $Q_{m3}$ ), виражених у відносних величинах, які характеризують втрати води у ґрунт під час відлиги, а також середня за січень температура повітря ( $\theta_{01}$ , °C). Коефіцієнти дискримінантних рівнянь і параметри прогностичних кривих в межах районів взяті ті ж самі, що й для прогнозу максимальних модульних коефіцієнтів весняних паводків (див. табл.5.4 і табл.5.8 відповідно).

Отримані за методикою максимальні модульні коефіцієнти ( $\frac{q_{m3}}{q_{03}} = k_{q3}$ ) перераховуються до максимальних витрат води зимових паводків як

$$Q_{m3} = k_{q3} \cdot q_{30} \cdot F = k_{q3} \cdot Q_{30}, \quad (5.67)$$

де  $Q_{30}$  і  $q_{30}$  - норма максимальної витрати води ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) чи модуля ( $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ) за період зимового паводка.

Для р. Прип'ять – с. Люб'язь в табл.5.9 наведені вихідні дані та приклад прогнозу максимальних витрат води зимових паводків, коли спостерігалось повне танення снігу під час відлиги. При цьому положення точок на графіку  $k_{q3} = f(k_{X3})$  відносно регіональних кривих для прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля представлено на рис.5.10.

В табл.5.9 використані такі умовні позначення:

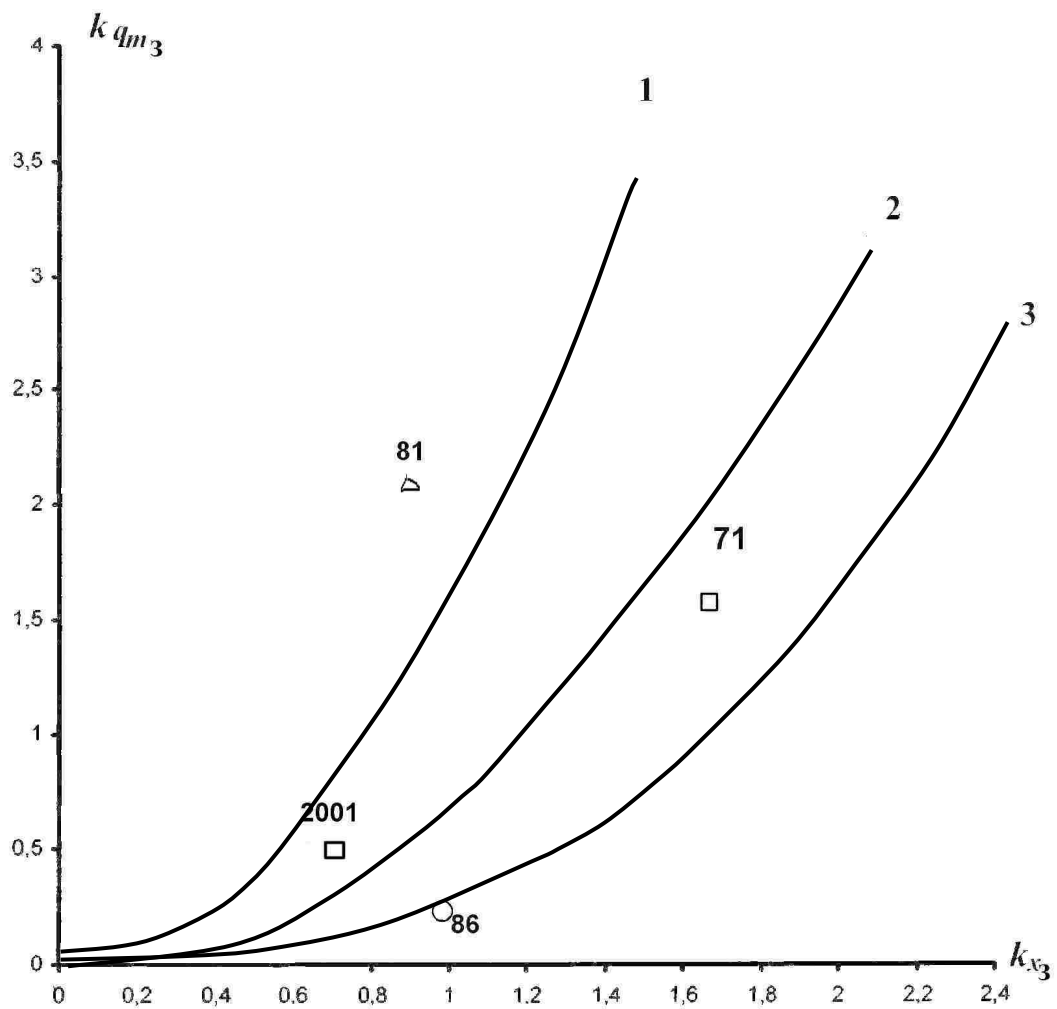
$Q_{m3}$  - максимальна витрата води зимового паводка,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;

$k_{q3}$  - модульний коефіцієнт  $Q_{m3}$ , який дорівнює

$$k_{q3} = \frac{Q_{m3}}{Q_{30}},$$

де  $Q_{30}$  - середньобогаторічна максимальна витрата води під час зимових паводків,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;





- 1 -  $DF1 > 0$ ;
- 2 -  $DF1 \geq 0, DF2 \leq 0$ ;
- 3 -  $DF1 < 0, DF2 < 0$

Рисунок 5.10 - Залежність максимальних модульних коефіцієнтів зимових паводків від модульних коефіцієнтів запасів вологи на басейні для району 1 (дані відносяться до басейну р. Прип'ять – с. Люб'язь)

Таблиця 5.9 – Перевірні прогнози максимальних витрат води зимових паводків (першої хвилі водопілля) на р. Прип'ять-с.Люб'язь (район 1) та їх оцінка

Рік	Дата початку паводка	Дата $Q_{m3}$	Дата кінця паводка	$Q_{m3}$ , м <sup>3</sup> /с	$k_{q3}$ , мм	$Y_3$ , мм	$Q_{nn}$ , м <sup>3</sup> /с	$k_{Q_{nn}}$	$S_{вд}$ , мм	Дата $S_{вд}$	$X_{вд}$ , мм	Період $X_{вд}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1971	30.01	16.02	6.03	36.4	1.42	14	15.6	1.61	27	15.01	27	20.01-20.02
1981	3.02	11-13.02	1.03	51.7	1.94	17	35.8	3.69	21	25.01	13	1.02-10.02
1986	20.01	27.01	12.02	5.62	0.22	2	3.35	0.34	10	15.01	21	21.01-31.01
2001	9.02	19.02	28.02	9.25	0.36	2	7.37	0.67	11	5.02	17	10.02-20.02

Продовження табл.5.9

Рік	$X_3 = S_{\epsilon\delta} + X_{\epsilon\delta}$ , мм	$k_{X_3}$	$L_3$ , см	$k_L$	$\theta_{01}$ °C	DF1	DF2	$k'_{q_3}$	$Q'_{m_3}$ , м <sup>3</sup> /с	$\delta$ , м <sup>3</sup> /с	$\delta / \delta_{don}$
1	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1971	54	1.54	26	0.63	-4.8	-1.68	11.8	1.87	48.2	-11.8	0.79
1981	34	0.97	58	1.41	-5.5	8.0	-	1.68	43.3	8.4	0.56
1986	31	0.89	80	1.95	-2.0	-0.77	-3.43	0.20	5.18	0.44	0.03
2001	28	0.79	25	0.61	-0.73	-1.53	2.33	0.45	11.6	-2.3	0.15

$Y_3$  - шар стоку зимових паводків, мм;

$Q_{nn}$  - середня місячна витрата води перед зимовим паводком (частіше у січні), м<sup>3</sup>/с;

$k_{Q_{nn}}$  - модульний коефіцієнт  $Q_{nn}$ , який дорівнює

$$k_{Q_{nn}} = \frac{Q_{nn}}{(Q_{nn})_0},$$

де  $(Q_{nn})_0$  - середньобогаторічна витрата води січня, м<sup>3</sup>/с;

$S_{\text{вд}}$  - середній на водозборі запас води в сніговому покриві перед відлигою, мм;

$X_{\text{вд}}$  - середня на водозборах сума рідких опадів під час відлиги, мм;

$X_3$  - кількість тало-дощової води, яка формує зимовий паводок, мм

$$X_3 = S_{\text{вд}} + X_{\text{вд}};$$

$k_{X_3}$  - модульний коефіцієнт  $X_3$ , який дорівнює

$$k_{X_3} = \frac{X_3}{X_{3_0}},$$

де  $X_{3_0}$  - середньобогаторічна величина кількості тало-дощових вод зимових паводків, мм;

$L_3$  - середня на водозборів глибина промерзання ґрунтів перед відлигою, см;

$k_{L_3}$  - модульний коефіцієнт  $L$ , який дорівнює

$$k_{L_3} = \frac{L_3}{L_{3_0}},$$

де  $L_{30}$  - середньобогаторічна глибина промерзання ґрунтів перед зимовою відлигою;

$\theta_{01}$  – середньомісячна температура повітря січня,  $^{\circ}\text{C}$ ;

$DF1, DF2$  – дискримінантні рівняння, значення яких встановлюються аналогічно (5.59), табл.5.4, район 1;

$k'_{q3}$  - прогнозне значення максимального модульного коефіцієнта зимового паводка від відлиги, що визначається за формулою, аналогічною (5.63) і табл.5.8;

$Q'_{m3}$  - прогнозна величина максимальної витрати води зимового паводка встановлюється аналогічно (5.67),  $\text{м}^3/\text{с}$ ;

$\delta$  - похибка прогнозу,  $\text{м}^3/\text{с}$

$$\delta = Q_{m3} - Q'_{m3} ; \quad (5.68)$$

$\delta / \delta_{\text{дон}}$  - показник справджуваності прогнозу;

$\delta_{\text{дон}}$  - допустима похибка прогнозу,  $\text{м}^3/\text{с}$ .

Значення середньобогаторічних величин прогнозової схеми для р. Прип'ять- с. Люб'язь наведені в табл.5.10.

Таблиця 5.10 - Середньобогаторічні величини прогнозової схеми для р. Прип'ять - с. Люб'язь

$Q_{30}$ , $\text{м}^3/\text{с}$	$(Q_{\text{пт}})_0$ , $\text{м}^3/\text{с}$	$X_{30}$ , мм	$L_{30}$ , см	$\delta_{\text{дон}}$ , $\text{м}^3/\text{с}$
25.7	7.91	35	39	15

Такі ж прогнози максимальних витрат води зимових паводків були здійснені й для інших річок басейну Прип'яті. Якість прогнозів в цілому задовільна.

#### 5.5.4 Встановлення ймовірності настання прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля

Запропонований метод прогнозування максимальних витрат води водопілля, як й для шарів весняного стоку, передбачає встановлення ймовірності настання або частоти повторюваності очікуваних величин у багаторічному періоді.

Враховуючи, що методику прогнозу  $Q_m$  можна використати й для невивчених у гідрологічному відношенні річок території, визначення забезпеченості прогнозних величин здійснювалося при статистичній обробці рядів максимального весняного стоку та просторовому узагальненні коефіцієнтів варіації в басейні Прип'яті. Так, отримана залежність величини  $(C_v)_{Q_m}$  максимальних витрат води водопілля від широти геометричних центрів тяжіння водозборів  $\varphi^o$  півн.ш., яка має вигляд

$$(C_v)_{Q_m} = 0.84 - 0.056(\varphi^o - 50). \quad (5.69)$$

Після визначення коефіцієнтів асиметрії  $(C_s)_{Q_m}$  та варіації  $(C_v)_{Q_m}$  і отриманні середнього по території значення співвідношення  $(C_s/C_v)_{Q_m}$ , взятого на рівні 2.0, встановлено, що для оцінки забезпеченості прогнозних величин максимальних витрат води весняного водопілля можна використати криву трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля (для середнього по території значення  $(C_s/C_v)_{Q_m}=2.0$ ) [17].

Забезпеченість прогнозних величин  $Q_m$  встановлюється у вигляді інтервалу

$$P_1 < P_{Q_m} < P_2, \quad (5.70)$$

де  $P_1$  і  $P_2$  – верхня та нижня межі забезпеченості, %, які встановлюються за табл. 5.6.

### 5.5.5 Просторове представлення прогностичних величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля та їх забезпеченості

Подальшим етапом прогностичної методики максимальних витрат води водопілля, аналогічно як і для шарів стоку, є побудова карто-схем розподілу величин максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля по території. Також разом з карто-схемами прогностичних значень максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля надається й карто-схема ймовірності настання прогностичних величин у багаторічному розрізі у будь-якій частині території. Такі карто-схеми будуються по отриманих у прогнозі характеристиках для опорних створів басейну Прип'яті, які узагальнюються в цілому для території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості. Це дає змогу прогнозувати максимуми водопілля для річок, включаючи й ті, на яких не відбуваються спостереження за річковим стоком.

Можливість оцінки зон затоплення територій під час водопілля, особливо високих, пов'язана з отриманням прогнозованих максимальних рівнів води, які в сполученні з топографічними картами висот місцевості і при використанні ГІС-технологій дадуть змогу картографічного представлення очікуваного затоплення територій.

До сьогодні [84, 94-96] прогнози максимальних рівнів води весняних водопілля ( $H_m$ ) здійснюються по очікуваних максимальних витратах води ( $Q_m$ ) за кривими витрат води по окремих гідрологічних постах, тобто

$$H = f(Q). \quad (5.71)$$

В методиці для прогнозу максимальних рівнів води водопілля використано саме такий спосіб. Довгостроковий прогноз  $H_m$  складається по опорних гідрологічних створах при прогнозуванні максимуму зимового паводка та весняного водопілля.

### 5.5.6 Оцінка якості методики довгострокових прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Оцінка ефективності і якості методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля, як і шарів стоку, на річках басейну Прип'яті виконана за критерієм якості  $S/\sigma$  і забезпеченості допустимої похибки  $P\%$  [134].

На відміну від визначення допустимої похибки при прогнозі шарів стоку весняного водопілля для невивчених річок, коли  $\delta_{дон}$  ( у мм) визначається географічним положенням водозборів річок, для басейну р. Прип'ять обґрунтовані залежності величини допустимої похибки прогнозу максимальних витрат весняного водопілля від площі водозборів у вигляді

$$\delta_{дон} = 0.0147 \cdot F. \quad (5.72)$$

Таким чином, якщо відомі розміри водозбору річки, для якої ведеться прогноз максимальних витрат води, можна визначати значення  $\delta_{дон}$ , включаючи річки, по яких немає тривалих стокових вимірів.

Перевірка методики довгострокового просторового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля була здійснена за даними 24 річок басейну Прип'яті та невеликих приток Дніпра, які вважалися опорними. Слід відзначити, що 19 з них були віднесені до незалежної вибірки, тобто дані по них не використовувалися при розробці самої методики прогнозу. Перевірні прогнози були складені за період з 1966 по 2000 рр., тобто за 35 років для правобережжя Прип'яті та приток Дніпра і за період 1960 р. (1970 р.) по 1987 р. – в басейнах лівих приток Прип'яті.

Справджуваність перевірних прогнозів за територіальною методикою для максимальних витрат води весняного водопілля коливається в межах від 94 % до 60 %, а критерій якості  $S/\sigma$  змінюється від 0.41 до 0.90. Аналіз результатів прогнозів за багаторічний період показав, що значні похибки відносяться до 1967, 1969, 1979 рр. Тому перевірка запропонованої методики була здійснена для сучасного періоду,



тобто з 1980 року. В деяких випадках якість методики стала значно кращою. Результати розрахунків критеріїв якості методики наведені в табл.5.11.

На дати прогнозу 10,20 і 28 лютого по запасах вологи на басейні, які визначені за схемою (5.24), і відповідно за рекомендаціями щодо визначення нормальних добавок (табл.5.1) і опадів періоду сніготанення (табл.5.2) були складені прогнози максимальних витрат води весняного водопілля на річках басейну Прип'яті.

Критерій якості прогнозів  $S/\sigma$  в дату 20 лютого за 35-ти річний період коливається від 0.39 при забезпеченості допустимої похибки  $P=94\%$  (р.Норин-с.Славенщина) до 0.90 і  $P=59\%$  (р.Стохід- смт Любешів) при середньому значенні критерію якості методики прогнозу 0.70 і  $P=73\%$ .

Завчасність прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля дещо нижча, ніж при прогнозуванні шарів весняного стоку і в кожному році визначається тривалістю сніготанення і надходження води в річкову мережу на басейнах. В середньому завчасність прогнозів максимальних витрат (рівнів) води водопілля коливається в межах 20-30 діб.

На завершення цього розділу треба відзначити, що за розробленою методикою довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля та зимових паводків було створено комп'ютерний комплекс «Прип'ять» для складання оперативних прогнозів зазначених характеристик та встановлення їх ймовірнісних оцінок. На основі використання розробленого комплексу дана схема прогнозу максимальних витрат води водопілля (Дод. В) на прикладі поточного 2010 р.

Таблиця 5.11 – Оцінка якості методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля в басейнах Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра

Номери постів	Річка – пост	Площа водозбору, $F$ , км <sup>2</sup>	Кількість прогнозів	$\sigma$ , м <sup>3</sup> /с	$\delta_{доп}$ , м <sup>3</sup> /с	В дату 20.02		В дату $S_m$	
						$S/\sigma$	$P$ , %	$S/\sigma$	$P$ , %
1	Прип'ять-с.Річиця	2210	35/21	57.1	38.5	0.85	71	0.77/0.51	77/76
2	Прип'ять-с.Люб'язь	6100	35/21	84.3	56.8	0.58	86	0.66/0.44	80/86
11	Тур'я-м.Ковель	1480	35/21	46.7	31.5	0.41	91	0.42/0.39	91/89
15	Стохід-сmt Любешів	2970	35/21	50.5	34.0	0.90	59	0.90/0.72	60/67
17	Стир-м.Луцьк	7200	35/21	130	87.6	0.66	83	0.44/0.67	89/67
20	Стир-с.Млинок	10900	35/21	98.5	66.4	0.89	55	0.72/0.77	60/63
31	Горинь-с.Оженін	5860	35/21	157	106	0.52	80	0.63/0.37	86/90
32	Горинь-с.Деражне	9160	35/21	161	108	0.71	80	0.71/0.37	886
39	Случ-м.Новоград-Волинський	7460	26/21	245	165	0.74	69	0.72/0.52	73/76
40	Случ-м.Сарни	13300	35/21	718	483	0.60	74	0.62/0.47	71/81
51	Уборть-с.Перга	2880	35/21	83.3	56.1	0.88	60	0.89/0.78	69/71
66	Уж-с.Поліське	5690	30/21	252	170	0.89	57	0.90/0.78	78/82
68	Норин-с.Славенщина	804	35/21	108	72.8	0.39	94	0.44/0.38	89/91
72	Тетерів-м.Житомир	5270	35/21	198	133	0.82	60	0.63/0.41	71/90

Продовження табл.5.11

Номери постів	Річка –пост	Площа водозбору, $F$ , км <sup>2</sup>	Кількість прогностів	$\sigma$ , м <sup>3</sup> /с	$\delta_{доп}$ , м <sup>3</sup> /с	В дату 20.02		В дату $S_m$	
						$S/\sigma$	$P$ , %	$S/\sigma$	$P$ , %
78	Ірша–с.Українка	2600	35/21	165	111	0.70	69	0.66/0.76	77/69
80	Ірпінь–с.Мостище	2810	35/21	49.0	33.0	0.85	74	0.90/0.87	65/81
Лівобережжя Прип'яті									
24	Ясельда-с.Береза	916	28	23.1	15.6	0.68	68	0.62	68
29	Цна-с.Дятловичі	969	18	22.5	15.2	0.75	60	0.74	61
47	Случ-с.Ленін	4480	18	131	88.3	0.60	70	0.54	72
54	Птич-с.Комаріно	2010	18	36.0	24.3	0.50	85	0.41	94

## **6 МЕТОДИЧНА БАЗА ДЛЯ ПРОГНОЗІВ СТРОКІВ ПРОХОДЖЕННЯ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ ПРИП'ЯТІ**

### **6.1 Існуючі методи для прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля**

На відміну від прогнозів характеристик водного режиму весняного водопілля, строки проходження водопіль практично не досліджувалися, а в оперативній практиці часто надається лише оцінка відхилення цих строків від їх середньобагаторічних дат по окремих річках.

Строки проходження водопіль значною мірою пов'язані з розмірами водозборів, ступенем їхньої залісеності, заболоченості, озерності й для тієї чи іншої географічної зони визначаються кліматичними характеристиками [95]. У кожному конкретному році строки розвитку та інтенсивність водопіль цілком залежать від метеорологічних умов – наявності снігу на водозборах, часу початку сніготанення і температурного режиму повітря цього періоду. В останні роки несталі погодні умови зимового й весняного сезонів призвели до широкої варіації дат як початку водопілля, так і його максимальних витрат чи рівнів води – від дуже ранніх до досить пізніх строків зимово-весняного періоду.

Ще декілька десятиріч тому можливості прогнозів дат початку та проходження максимальних витрат або рівнів води розглядалися у зв'язку з методами прогнозів гідрографа стоку водопілля [135-137], які включали різні способи визначення дат проходження водопіль в залежності від строків переходу температури повітря до плюсових значень або строків розкриття річок від льоду, наприклад, при врахуванні попередніх атмосферних процесів [138].

В сучасній практиці гідрологічних прогнозів методи прогнозування дат початку та максимальних витрат води весною основані на встановленні індивідуальних кореляційних зв'язків цих дат зі строками сталого

переходу температури повітря до плюсових значень весною [95]. Значні коливання погодних умов в період сніготанення, що особливо відчутно на великих водозборах з площею близько 200 тис.км<sup>2</sup>, призводять до послаблення залежностей такого виду для прогнозу дат проходження водопілля.

Найбільш тісні залежності мають місце для невеликих річок степової і лісостепової зон [95]. У багатьох випадках пряма, що виражає залежність, наприклад, для прогнозу дати максимальних витрат води, має вигляд

$$D_{Q_{\max}} = D_0 + A. \quad (6.1)$$

Кутовий коефіцієнт зв'язку звичайно менший від одиниці. Це свідчить про те, що при пізньому початку танення буде спостерігатися більш інтенсивне наростання тепла і дружнішим буде сніготанення, ніж при ранньому. Параметр  $A$  в залежності (6.1) виражає різницю у часі між строками переходу температури повітря через 0 °С до позитивних показників і настанням явища, яке прогнозується. Так, для великих річок з площею водозбору близько 200 тис. км<sup>2</sup> різниця в часі між строками переходу температури повітря через 0 °С весною і настанням максимуму водопілля в середньому становить близько 30 діб [95].

Але такі залежності як (6.1), навіть коли вони достатньо точні, дозволяють складати прогноз часу проходження піку водопілля лише на невеликих річках, особливо, коли хвиля водопілля в основному формується у верхній частині басейну. Проте і в цих випадках завчасність прогнозу рідко перевищує 10-15 діб.

Довгостроковий прогноз строків початку весняного водопілля та настання його максимальних витрат або максимальних рівнів води, по суті, зводиться до довгострокового прогнозу часу весняного танення снігу. На сучасному рівні розвитку метеорологічні прогнози великої завчасності поки не відповідають потребам гідрологічних прогнозів – ні відносно переліку метеорологічних величин, ні відносно можливості прогнозів їх

ходу у часі. З цієї причини довгострокові прогнози строків початку і настання максимуму водопілля також не відрізняються надійністю, тому практично реальнішими є прогнози малої завчасності [84].

В Російському гідрометеорологічному центрі (м. Москва) запропоновано метод довгострокового прогнозу дат початку і настання максимальної витрати води в умовах проходження весняних водопіль, який реалізували автори [139, 140] для басейну Верхнього Дніпра в межах території Росії та Білорусі. В цих роботах встановлено, що існує тісна кореляція між датами початку водопілля та руйнування льоду на річках ( $r=0.80-0.90$ ). Подібний зв'язок останньої з датами проходження максимальних витрат води менш тісний ( $r=0.70-0.80$ ).

Автори методу прогнозу строків весняного водопілля [139, 140] використовують ідеологію довгострокового прогнозування льодових явищ на річках, широко розвинену та реалізовану в період з 60-70х років минулого сторіччя в наукових працях авторів [141-144].

В основу методів прогнозів як льодових явищ на річках, так і строків проходження весняного водопілля покладено аналіз загальних атмосферних процесів, їхня кількісна оцінка та встановлення комплексних зв'язків строків явища з різними індексами атмосферної циркуляції над визначальними зонами Північної півкулі в зимові місяці, отриманими при розкладі метеорологічних полів по природних ортогональних складових.

Передумовою таких процесів є як однорідність атмосферних процесів на значних просторах протягом довготривалого часу (синоптичного сезону), у межах якого формується явище, так і закономірності розвитку (тенденції зміни) цих процесів від сезону до сезону, що дає можливість отримати прогноз погоди на один-два місяці наперед.

Розрахунок кількісних показників атмосферних процесів ведеться за синоптико-статистичними методами в межах характерних районів, де синоптичні процеси в попередні місяці виражають ранні чи пізні дати настання весняних явищ на річках.

Так, в 70-х роках Є.І Савченковою [145] встановлено необхідність аналізу атмосферної циркуляції по всій північній півкулі в тропосфері

(тиск приземного шару повітря, поле геопотенціалу  $H_{500}$  ) та нижній стратосфері (геопотенціал  $H_{100}$  ) з розподілом інформаційних областей [139, 144,146] або груп інформаційних станцій [138].

Для вибору таких інформаційних (значущих) областей чи районів, тобто при вирішенні задач класифікації широко використовується метод дискримінантного аналізу [139, 140, 146-149]. В цьому методі виявлення районів виконується по полях- предикторах (метеорологічних факторах) на основі встановлення величини  $d^2$  , яка описує відстань між класами явищ.

Для виділення таких класів всі випадки (наприклад, весни) розбиваються на групи наступання явища: дві або три – біля норми, раніше та пізніше норми (наприклад, для дат розкриття льоду або початку водопілля, проходження максимальних витрат води). Далі визначається відстань між класами  $d^2$ , як різниця між середніми значеннями в групах. Для виключення дисперсії використовується співвідношення  $d^2/\sigma^2$  .

По максимальних значущих при  $d^2/\sigma^2 > 0.6$  були виділені значущі райони при прогнозі дат льодових явищ [146, 147, 149] або термінів весняного водопілля [139, 140], тобто ті, над якими циркуляція визначає формування раннього, середнього або пізнього явища.

В межах отриманих значимих районів для стиснення інформації та відбору найбільш інформативних, з точки зору їх впливу на прогнозне явище, предикторів (у вигляді багаторічного ряду цих значень) в практиці прогнозів використовується метод компонентного аналізу [149] – розклад полів (баричних або термічних) по природних ортогональних складових [144, 150,140], по ортогональних поліномах Чебишева [151,152], по рядах Фур'є [153] та інші.

Так, використання методу компонентного аналізу при прогнозуванні строків початку та максимальної витрати води весняного водопілля в басейні верхнього Дніпра показало позитивні результати [140]. В якості головних предикторів (прогнозаторів), які визначають характеристики гідрологічних весняних процесів, взяті поля геопотенціалу  $H_{500}$  і  $H_{100}$  (січня або лютого) в Північній Атлантиці. Для більш південних

гідрологічних станцій найбільш інформативні області поля  $H_{500}$  (лютого) зміщені в західні райони Північної Америки, зокрема, до Тихого океану.

Таким чином, отримані в компонентному аналізі характеристики баричного або термічного поля в характерних районах є значущими для конкретної річки і беруться за основний аргумент при визначенні прогностичних залежностей для встановлення строків початку весняного водопілля і проходження його максимальних витрат води. Такі залежності чи рівняння встановлюються в [139, 140] на основі методів багатовимірної кореляції та регресійного аналізу, де очікувана величина (дата) представляється як відхилення дати настання явища від норми, а як аргумент виступають коефіцієнти розкладу поля аномалій тиску чи температури повітря в значущому районі.

Слід відзначити, що використання синоптико-статистичних методів прогнозу строків гідрологічних явищ водопіль в оперативній практиці не завжди можливе у зв'язку з обмеженістю вихідної інформації про показники атмосферних процесів.

## **6.2 Обґрунтування методу визначення дат початку водопілля та проходження максимальних весняних витрат води**

Авторами запропоновано метод прогнозу (у вигляді консультацій) строків початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води водопілля, заснований на прогнозуванні середньої декадної температури повітря. Параметри прогнозованої схеми узагальнюються по території в залежності від географічної широти та площі водозборів. Основні положення методу прогнозу строків водопілля викладені в роботах [154,155].

**Прогнозування дат початку весняного водопілля.** Виконаний аналіз багаторічних спостережень за датами початку весняного водопілля на рівнинних річках показав, що початок водопіль спостерігається після строків накопичення максимальних снігозапасів на водозборі з року в рік у



різні дати. Цей період, який в основному дорівнює періоду водоутримуючої спроможності снігу, визначається температурними умовами розвитку весни, тобто їхньою інтенсивністю, а не суто максимальними запасами води в сніговому покриві ( $S_m$ ), величина яких впливала б на строки початку водовіддачі снігу і появи поверхневого стоку. Цей висновок підтверджується й авторами [139].

Визначення дат початку водопілля можна здійснити за схемою:

$$D_e = D_{S_m} + t_e, \quad (6.2)$$

де  $D_e$  – дата початку весняного водопілля;

$D_{S_m}$  – дата утворення максимальних запасів води в сніговому покриві;

$t_e$  – тривалість періоду від дати  $D_{S_m}$  до дати початку водопілля  $D_e$ .

У зв'язку з цим встановлено, що існують залежності тривалості водоутримуючої спроможності снігу ( $t_e$ ), як періоду від дати утворення максимальних снігозапасів ( $D_{S_m}$ ) до дати початку водопілля ( $D_e$ ), визначеного за виразом

$$t_e = D_e - D_{S_m}, \quad (6.3)$$

від середньої декадної температури повітря за першу після  $D_{S_m}$  декаду ( $\theta_1^\circ\text{C}$ ), враховуючи досвід [139], у вигляді

$$t_e = f(\theta_1^o). \quad (6.4)$$

Відзначимо, що температуру повітря слід брати як середню по басейнах або за даними метеостанцій, розташованих близько до геометричних центрів тяжіння водозборів.

Залежності  $t_e = f(\theta_1^o)$  мають спадний характер і описуються рівняннями прямої

$$t_e = d_1 - c_1\theta_1^o, \quad (6.5)$$

де  $d_1$  і  $c_1$  – емпіричні параметри.

Узагальнення параметрів  $d_1$  і  $c_1$  може виконуватись шляхом встановлення залежностей цих параметрів від географічної широти центрів тяжіння водозборів ( $\varphi$ , в частках градуса півн.ш.), приведених до умовної широти (наприклад,  $\varphi=50^\circ$  півн.ш.).

Визначення дат початку водопілля можна здійснити за схемою

$$D'_e = D_{Sm} + t'_e, \quad (6.6)$$

де  $D'_e$  – очікувана дата початку весняного водопілля;

$D_{Sm}$  – дата максимальних запасів води в сніговому покриві;

$t'_e$  – очікувана тривалість періоду від дати  $S_m$  до дати початку водопілля  $D_e$ , яка (визначається за (6.5) при використанні метеорологічного прогнозу температури повітря ( $\theta_1$  °C) за декаду, наступну після  $D_{Sm}$ ).

Дата складання прогнозу  $D_e$  за схемою (6.6) відповідає даті накопичення максимальних снігозапасів ( $D_{Sm}$ ). Завчасність прогнозів дат початку водопілля визначається саме величиною  $t_e$ , тобто дорівнює періоду від дати прогнозу  $D_{Sm}$  до дати початку водопілля  $D_e$ .

**Прогноз дат максимальних витрат води весняного водопілля.**

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля ( $D_{Qm}$ ) відносно строків його початку визначаються інтенсивністю (“дружністю”) весняного сніготанення, кількістю та інтенсивністю опадів періоду танення снігу, швидкістю зростання і накопичення плюсових температур повітря та ін. [139].

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначаються за схемою

$$D_{Qm} = D_e + t_n, \quad (6.7)$$

де  $D_{Qm}$  – дата максимальної витрати води водопілля;

$D_e$  – дата початку весняного водопілля, яка може бути отримана за прогнозом по (6.2) чи (6.6) або взята як спостережена дата;

$t_n$  – тривалість підйому весняного водопілля.

Встановлено, що існують залежності тривалості підйому водопілля ( $t_n$ , д), виражені у вигляді

$$t_n = D_{Q_m} - D_e, \quad (6.8)$$

від середньої температури повітря за першу після  $D_e$  декаду ( $\theta_2^\circ\text{C}$ ) у вигляді

$$t_n = f(\theta_2^\circ). \quad (6.9)$$

Залежності  $t_n = f(\theta_2^\circ)$  звичайно мають спадний характер при зростанні температури повітря ( $\theta_2^\circ\text{C}$ ) і описуються рівняннями вигляду

$$t_n = d_2 - c_2\theta_2^\circ, \quad (6.10)$$

де  $d_2$  і  $c_2$  – параметри рівняння.

Тривалість підйому водопілля  $t_n$  визначається як періодом сніготанення, так і часом стікання води по схилах і руслах річок. Тому узагальнення  $d_2$  і  $c_2$  може здійснюватись в залежності як від географічної широти центрів тяжіння водозборів  $\varphi^\circ$ , яка визначає період сніготанення, так і від площ басейнів  $F$ , які визначають тривалість поверхневого та руслового добігання тало-дощових вод.

Дата складання прогнозу  $D'_{Q_m}$  за схемою (6.7) можлива в фактично спостережену дату початку водопілля ( $D_e$ ) у вигляді

$$D'_{Q_m} = D_e + t'_n, \quad (6.11)$$

де  $D'_{Q_m}$  – очікувана дата максимальної витрати води водопілля;

$D_e$  – дата початку весняного водопілля, яка може бути отримана за прогнозом по (6.6) або по фактично спостереженій даті;

$t'_n$  – очікувана тривалість підйому весняного водопілля, яка визначається за (6.10), спираючись на метеорологічний прогноз температури повітря  $\theta_2^o C$  за декаду, наступну після дати початку водопілля  $D_e$ .

Завчасність прогнозів дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначається тривалістю підйому  $t_n$ .

За наявності прогнозу  $D'_e$  за схемою (6.6) і довгострокового прогнозу температур повітря (близько 2-х декад) схема прогнозу  $D''_{Qm}$  така

$$D''_{Qm} = D'_e + t'_n, \quad (6.12)$$

а дата його випуску буде відноситись до дати настання максимальних снігозапасів  $D_{Sm}$ . Очевидно, що при цьому завчасність прогнозу дещо збільшується, а точність – знижується.

### **6.3 Методика встановлення забезпеченості прогнозних дат водопілля**

В розробках, присвячених аналізу та прогнозуванню дат гідрологічних явищ (строків замерзання та розкриття річок), є досвід встановлення ймовірносних характеристик цих строків шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченостей дат [156]. При цьому для апроксимації кривих забезпеченостей використано біноміальне рівняння Пірсона III типу.

Запропонований метод територіального прогнозу дат весняного водопілля (початку та настання максимальних витрат чи рівнів води) передбачає його використання для річок, не досить добре вивчених у гідрологічному відношенні, тобто для річок, на яких спостереження за

стоком весняного водопілля не ведуться. Тому необхідним є визначення повторюваності цих дат у багаторічному розрізі.

При наявності багаторічних рядів спостережень встановлення забезпеченості дат також може виконуватись шляхом побудови емпіричних кривих забезпеченостей цих дат (у вигляді кількості діб від 31.01 до дати настання явища).

Встановлення ймовірності здійснюється по прогнозній даті початку водопілля чи максимальної витрати води по таких кривих.

#### 6.4 Форма представлення прогнозів дат

В гідрологічній практиці при прогнозуванні строків гідрологічних явищ (льодових [141-145,147,150] або настання весняного водопілля [139,140]) найбільш поширеною є форма представлення прогнозу дат у вигляді відхилень очікуваних строків (аномалій) від середньобагаторічних дат.

Для дат початку та максимальних витрат води весняного водопілля в поточному році вони представляються як

$$\Delta D_{\epsilon} = D'_{\epsilon} - (D_{\epsilon})_0, \quad (6.15)$$

$$\Delta D_{Q_m} = D'_{Q_m} - (D_{Q_m})_0, \quad (6.16)$$

де  $\Delta D_{\epsilon}$  і  $\Delta D_{Q_m}$  - відхилення очікуваних дат початку водопілля  $D'_{\epsilon}$  і максимальних витрат (рівнів) води  $D'_{Q_m}$  у поточному році від середніх багаторічних дат  $(D_{\epsilon})_0$  і  $(D_{Q_m})_0$ .

Але при територіальному прогнозуванні найбільш наглядною формою просторового представлення прогнозу дат весняних водопіль є, безумовно, карти їх зміни по території.

Побудова карт дат початку та проходження максимальних витрат води водопілля здійснюється на дати прогнозу таким чином: очікувані дати  $D'_e$  відносять до геометричних центрів тяжіння водозборів і проводять ізолінії змін дат по території.

Крім того, аналогічним чином будуються карти ймовірності настання дат початку та проходження максимальних витрат води водопілля у багаторічному розрізі.

Прогнозні дати проходження максимальних витрат води  $D'_{Qm}$  не можуть бути картовані у зв'язку з їх залежністю від розмірів водозборів. Вони визначаються за (6.11) по даті початку водопілля і тривалості підйому водопілля, що отримані по регіональній залежності (6.10) та очікуваній температурі повітря.

Крім того, одночасно з картами прогнозних дат початку весняного водопілля надається і карта ймовірності очікуваних дат у багаторічному розрізі ( $P\%$ ). Це дає змогу встановити частоту повторюваності дат початку чи проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості. Так, наприклад, при  $P=20\%$  - очікувані строки проходження водопілля будуть спостерігатися один раз на 5 років, при  $P=1\%$  - один раз на 100 років і т.д.

## **6.5 Загальні принципи оцінки методики прогнозу строків проходження весняного водопілля**

Оцінка методики прогнозу строків настання явищ відповідно до “Наставлення по службе прогнозів” [134] здійснюється в залежності від дати складання прогнозу. Прогноз строків початку і максимальних витрат (рівнів) води не має фіксованої дати його випуску, тому показником якості методики є середня квадратична похибка

$$S = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (D - D')^2}}{n}, \quad (6.17)$$

де  $D$  і  $D'$  - спостережені та прогнозовані дати гідрологічного явища;  
 $n$  – кількість прогнозів.

Методика оцінюється за статистикою  $S$  відповідно до табл. 6.1

Таблиця 6.1 – Показники якості методики прогнозу дат

Оцінка методики	Допустима похибка, д						
	1	2	3	4	5	6	7
добра за $S \leq$	0.7	1.5	2.2	3.0	3.7	4.5	5.2
задовільна за $S \leq$	1.2	2.4	3.6	4.8	5.9	7.1	8.2

Слід зауважити, що “оцінка методик, які базуються на короткострокових прогнозах погоди (температур повітря та ін.), виконується за фактичними значеннями метеорологічних величин” [94].

Допустима похибка при короткострокових прогнозах дат настання весняних процесів береться в залежності від їх завчасності (табл.6.2).

Таблиця 6.2 – Значення допустимої похибки при прогнозах дат

Завчасність прогнозів, д	1-3	4-5	6-9	10-13	14-15
Допустима похибка прогнозів $\delta_{дон}$ , д	1	2	3	4	5

Оцінка оперативних прогнозів дат початку ( $D'_o$ ) і максимальних витрат (рівнів) води ( $D'_{Qm}$ ) в поточному році здійснюється шляхом розрахунку похибки прогнозу ( $\delta$ , д) відносно фактично спостережених дат, як

$$\delta D'_e = D_e - D'_e, \quad (6.18)$$

$$\delta D'_{Q_m} = D_{Q_m} - D'_{Q_m}. \quad (6.19)$$

## **6.6 Реалізація запропонованого методу для прогнозування дат початку та настання максимальних витрат води в басейні р.Прип'ять**

### *Прогнозування дат початку весняного водопілля.*

Дати початку водопілля, як вже згадувалось раніше, визначаються кліматичними умовами на басейнах і пов'язаними з ними датами початку водовіддачі снігового покриву, які у свою чергу, крім географічного положення водозборів, можуть залежати від таких місцевих факторів, як залісеність, заболоченість басейнів та ін.

На першому етапі розробки методики прогнозу строків весняного водопілля за даними багаторічних спостережень (1961-2000 рр.) по річках басейну Прип'яті було встановлено, що середньобагаторічні дати його початку змінюються від 13-16 березня в північній частині басейну до 4-9 березня – в його південних районах. Але вони можуть значно коливатися - від дуже ранніх в січні або лютому (1989, 1990, 1995, 1997, 2000, 2002 рр.) до більш пізніх – в кінці березня або на початку квітня (1980, 1984, 1987, 1996, 2003, 2006 рр.). При цьому середньобагаторічні дати накопичення максимальних снігозапасів спостерігаються у строки 25-28 березня на півночі території та 20-25 лютого на півдні [157].

Зроблений аналіз показав, що період від дати формування максимальних снігозапасів на водозборі до дати початку водопілля визначається в основному температурними характеристиками періоду весняного сніготанення. У зв'язку з цим були отримані залежності кількості днів від початку сніготанення до моменту водовіддачі і надходження талої води в річкову мережу ( $t_e$ ), як період від дати максимальних снігозапасів ( $D_{Sm}$ ) до дати початку водопілля ( $D_e$ ), визначений за виразом (6.3) від середньої декадної температури повітря за першу після  $D_{Sm}$  декаду ( $\theta_1$  °C) у вигляді (6.4)



$$t_g = f(\theta_1^{\circ}).$$

Температура повітря  $\theta_1^{\circ}\text{C}$  взята за даними метеостанцій, які розташовані близько до геометричних центрів тяжіння досліджуваних водозборів. Зв'язку ж величини  $t_g$ , наприклад, з максимальними перед початком весняного водопілля снігозапасами у кожному році ( $S_m$ ), виявлено не було.

Залежності (6.4) не досить тісні, але тенденція зменшення числа днів  $t_g$  при підвищенні температури  $\theta_1^{\circ}\text{C}$  чітко простежується. Приклад графічної залежності наведений на рис.6.1 для басейну р.Случ-м.Сарни. Такі зв'язки для річок регіону дослідження описуються рівнянням прямої (6.5), але при температурі повітря  $\theta_1$  до плюс 3-5  $^{\circ}\text{C}$

$$t_g = d_1 - c_1\theta_1^{\circ}.$$

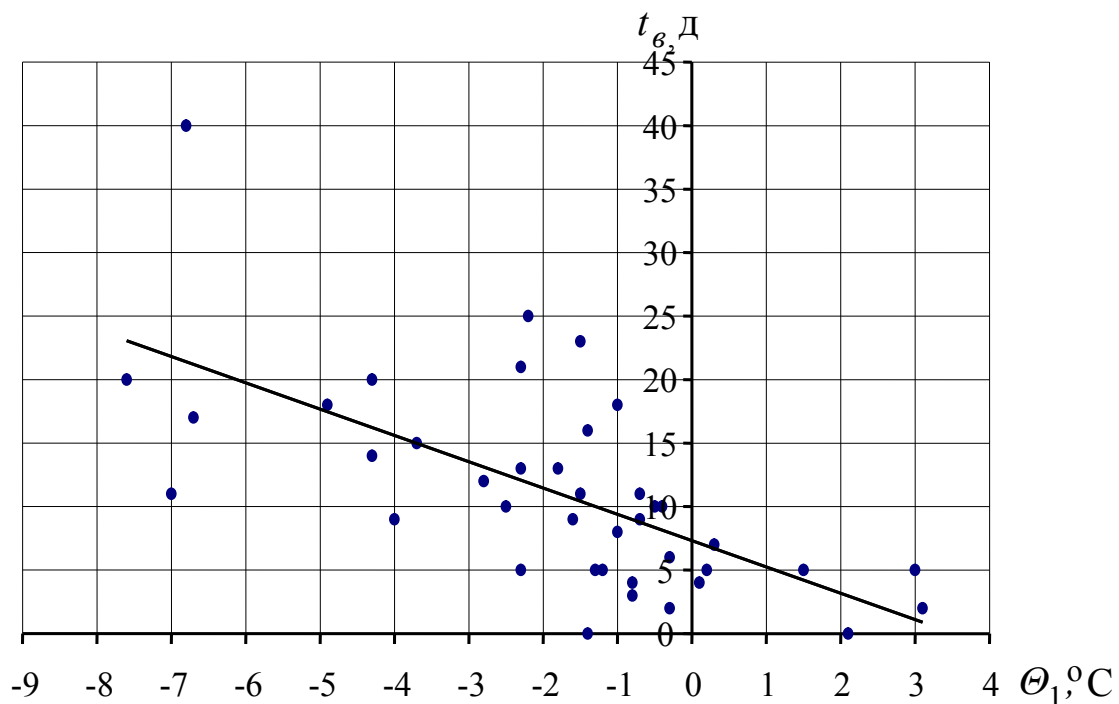


Рисунок 6.1 – Залежність  $t_g = f(\theta_1^{\circ}\text{C})$  для басейну р.Случ-м.Сарни (температура повітря взята по метеостанції Шепетівка)

На подальшому етапі виконано узагальнення параметрів  $d_1$  і  $c_1$  рівняння (6.5) для всієї розглядуваної території басейну р. Прип'ять і встановлено залежність  $d_1$  від географічної широти центрів тяжіння водозборів ( $\varphi$ , в частках градуса п.ш.), приведених до  $\varphi=50^\circ$  півн.ш., тобто

$$d_1 = 2.124(\varphi^\circ - 50) + 6.6, \quad (6.20)$$

а коефіцієнт  $c_1$  осереднений по водозборах на рівні 1.5. Залежності цих коефіцієнтів від місцевих басейнових факторів (залісеності та заболоченості) не виявлено.

Таким чином, для визначення тривалості періоду від дати максимальних снігозапасів до початку водопілля  $t_e$  (діб) в басейнах річок водозбору Прип'яті та приток Середнього Дніпра отримано регіональне рівняння

$$t_e = [2.124(\varphi^\circ - 50) + 6.6] - 1.5\theta_1^\circ. \quad (6.21)$$

Прогнозування дат початку весняного водопілля здійснюється тут за схемою (6.6)

$$D'_e = D_{Sm} + t'_e,$$

де  $D'_e$  – прогнозована у даному році дата початку весняного водопілля;

$D_{Sm}$  – дата максимальних запасів води в сніговому покриві;

$t'_e$  – очікувана тривалість періоду від дати максимальних снігозапасів  $D_{Sm}$  до дати початку водопілля  $D_e$ . Вона визначається для басейну Прип'яті за рівнянням (6.21) при використанні метеорологічного прогнозу температури повітря ( $\theta_1$  °C) за декаду, яка настає за  $D_{Sm}$ .

Прогноз  $D'_e$  за схемою (6.6) складається у поточному році в дату накопичення максимальних снігозапасів ( $D_{Sm}$ ). Завчасність прогнозів цих дат визначається величиною  $t'_e$ , тобто дорівнює очікуваному періоду від дати прогнозу  $D_{Sm}$  до дати початку водопілля  $D_e$ . Для річок басейну

Прип'яті спостерігається незначне збільшення завчасності прогнозу  $D_e$  (у вигляді середньобагаторічних значень  $t_{e_0}$ ) з північного заходу на схід

$$t_{e_0} = 1.14(\varphi^o - 50) + 10, \quad (6.22)$$

але в середньому за багаторічний період складає 10 діб.

### ***Прогноз дат максимальних витрат води весняного водопілля.***

Строки проходження максимальних витрат води водопіль визначаються погодними умовами зимово-весняного сезону: щільністю снігового покриву, інтенсивністю та тривалістю сніготанення, кількістю та інтенсивністю опадів у цей період, а також відрізняються для різних за розмірами та географічним положенням водозборів.

Аналіз середніх за багаторічний період дат максимальних витрат води водопіль на річках басейну Прип'яті показав, що раніше вони спостерігаються в західних та південно-західних областях території (14-19 березня), а в більш пізні строки - на півночі та північному сході (21-31 березня). Ці дати також можуть спостерігатися як й у більш ранні строки – у другій-третьій декадах лютого (як у 1966, 1974, 1977, 1992, 19956 рр.), так і у більш пізні – друга-третья декади квітня (1964, 1969, 1982, 1983, 1985, 1993, 1996, 2006 рр.) [157].

При розробці методики прогнозу дат максимальних витрат води весняного водопілля ( $D_{Qm}$ ) були виявлені залежності тривалості підйому водопілля ( $t_n$ , д), представлені у вигляді (6.8), від середньої декадної температури повітря за першу декаду після дати його початку ( $\theta_2^o C$ ) за (6.9)

$$t_n = f(\theta_2^o).$$

Залежності тривалості  $t_n$  від таких характеристик весняного водопілля, як максимальні снігозапаси ( $S_m$ ) і кількість опадів періоду танення снігу ( $X_1$ ) не встановлено.

Графічний вигляд залежностей (6.9) для р.Случ-м.Сарни представлений на рис.6.2.

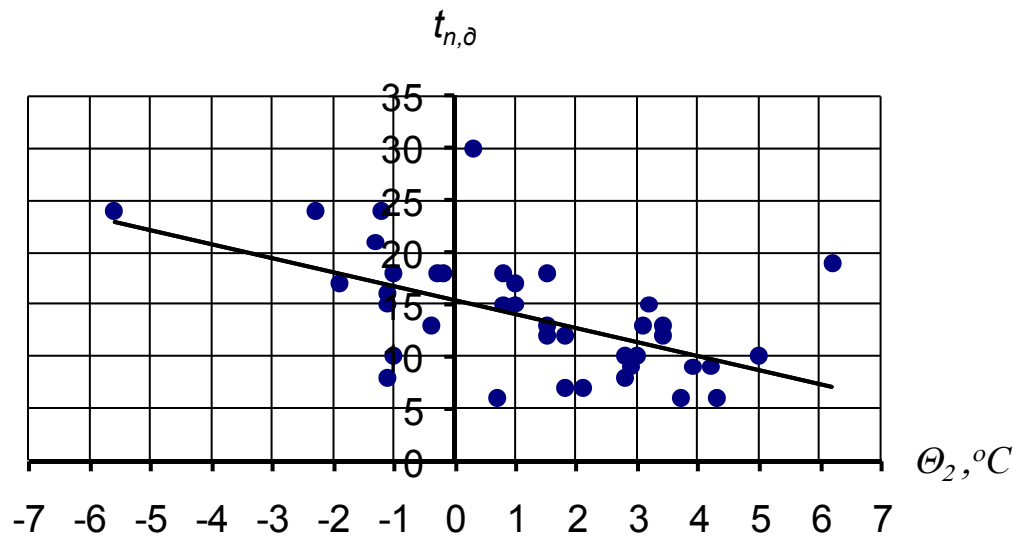


Рисунок 6.2 – Залежність тривалості підйому водопілля від середньої декадної температури повітря  $\theta_2, ^\circ C$  для басейну р.Случ-м.Сарни (температура повітря взята по метеостанції Шепетівка)

Залежності  $t_n = f(\theta_2)$  для річок басейну Прип'яті описуються рівняннями вигляду (6.10), але при температурі повітря  $\theta_2$  до 8-10  $^\circ C$

$$t_n = d_2 - c_2 \theta_2.$$

Узагальнення  $d_2$  і  $c_2$  було здійснено в залежності від площ басейнів  $F$ , які визначають тривалість поверхневого добігання тало-дощових вод.

Для визначення параметра  $d_2$  в басейнах досліджуваного регіону використано рівняння

$$d_2 = 2.76 \cdot \lg(F + 1) + 4.92. \quad (6.23)$$

Коефіцієнт  $c_2$  осереднений по водозборах і дорівнює 1.5.

В результаті для визначення тривалості періоду підйому водопілля  $t_n$  на річках басейну Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра отримано регіональне рівняння

$$t_n = [2.76 \lg(F + 1) + 4.92] - 1.5\theta_2^0. \quad (6.24)$$

Дати проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначаються за схемою (6.11) при складанні прогнозу в спостережену дату початку весняного водопілля ( $D_e$ )

$$D'_{Qm} = D_e + t'_n$$

або в дату максимальних снігозапасів  $D_{Sm}$  за спрогнозованою датою  $D'_e$  за схемою (6.12) як

$$D''_{Qm} = D'_e + t'_n,$$

де  $t'_n$  – очікувана тривалість підйому весняного водопілля, яка визначається за (2.12), спираючись на метеорологічний прогноз температури повітря  $\theta_2^0 C$ .

Завчасність прогнозів дат проходження максимальних витрат води весняного водопілля визначається тривалістю підйому  $t_n$ . Встановлено, що завчасність прогнозів  $D_{Qm}$  в басейні Прип'яті (при середніх багаторічних значеннях  $t_{n_0}$ ) збільшується зі збільшенням площ водозборів, оскільки

$$t_{n_0} = 2.25 \lg(F + 1) + 7, \quad (6.25)$$

але в середньому складає 15 діб для діапазону площ розглядуваних водозборів.

## 6.7 Визначення забезпеченості прогнозних дат у багаторічному розрізі

Як вказувалося у п. 6.3, важливим є питання встановлення забезпеченості або ймовірності перевищення прогнозних дат початку та настання максимальних витрат чи рівнів води у багаторічному розрізі.

З цією метою по багаторічних рядах дат початку та проходження максимальних рівнів води було побудовано емпіричні криві забезпеченості цих дат. Такі криві, наприклад, для р. Прип'ять – с. Люб'язь показані на рис. 6.3 для дат початку весняного водопілля та рис.6.4 – для дат проходження максимальних витрат води водопіль. Для всіх інших річок розглядуваної території криві збережені у електронному вигляді.

Встановлення ймовірності здійснюється по прогнозній даті початку водопілля чи максимальної витрати води (як кількості днів від 31.01 до дати настання явища) по таких кривих.

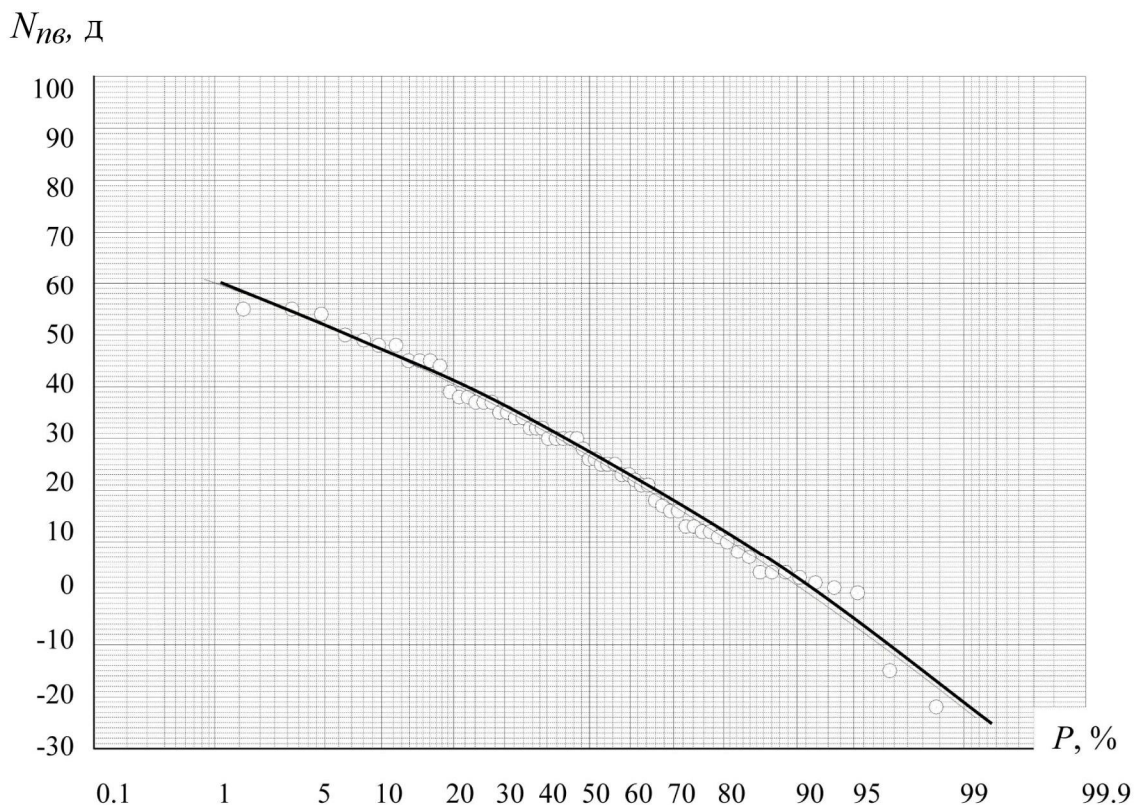


Рисунок 6.3 – Крива забезпеченості дат початку весняного водопілля (у вигляді кількості днів від 31.01) для р. Прип'ять – с. Люб'язь

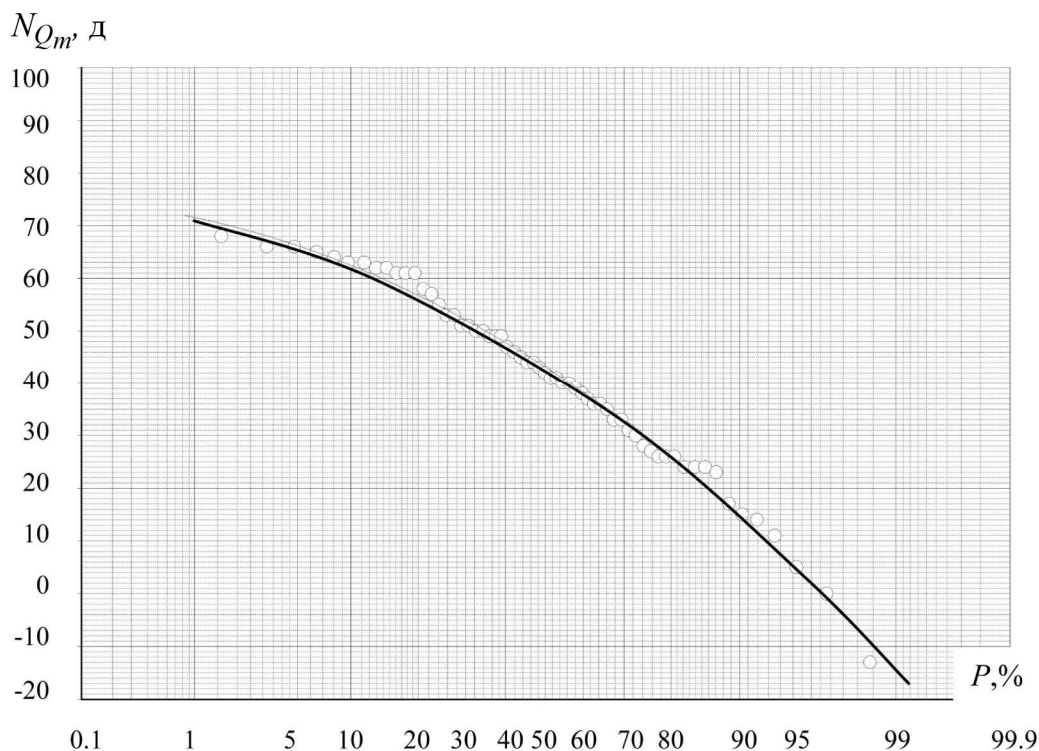


Рисунок 6.4 –Крива забезпеченості дат проходження максимальних витрат (рівнів) води (у вигляді кількості діб від 31.01) для р. Прип'ять – с. Люб'язь

### 6.8 Оцінка методики прогнозу строків проходження весняного водопілля

Оцінка методики прогнозів строків весняного водопілля по територіальних залежностях виконана шляхом складання перевірних прогнозів дат початку водопілля  $D'_e$  і дат максимальних витрат води  $D'_{Qm}$ . Збіжність прогнозних і спостережених дат  $D_e$  і  $D_{Qm}$  показані на рис.6.5 і 6.6 відповідно.

Зв'язки достатньо тісні з коефіцієнтами кореляції:

- для дат початку водопілля  $r=0.91$  (див. рис.6.5);
- для дат максимальних витрат води водопілля  $r=0.96$  (див. рис.6.6).

Природно, що при прогнозуванні дат максимальних витрат води  $D''_{Qm}$  по прогнозних датах  $D'_e$  за схемою (6.12) тіснота зв'язку прогнозних  $D''_{Qm}$  і спостережених  $D_{Qm}$  дещо нижча і оцінюється коефіцієнтом кореляції 0.87.

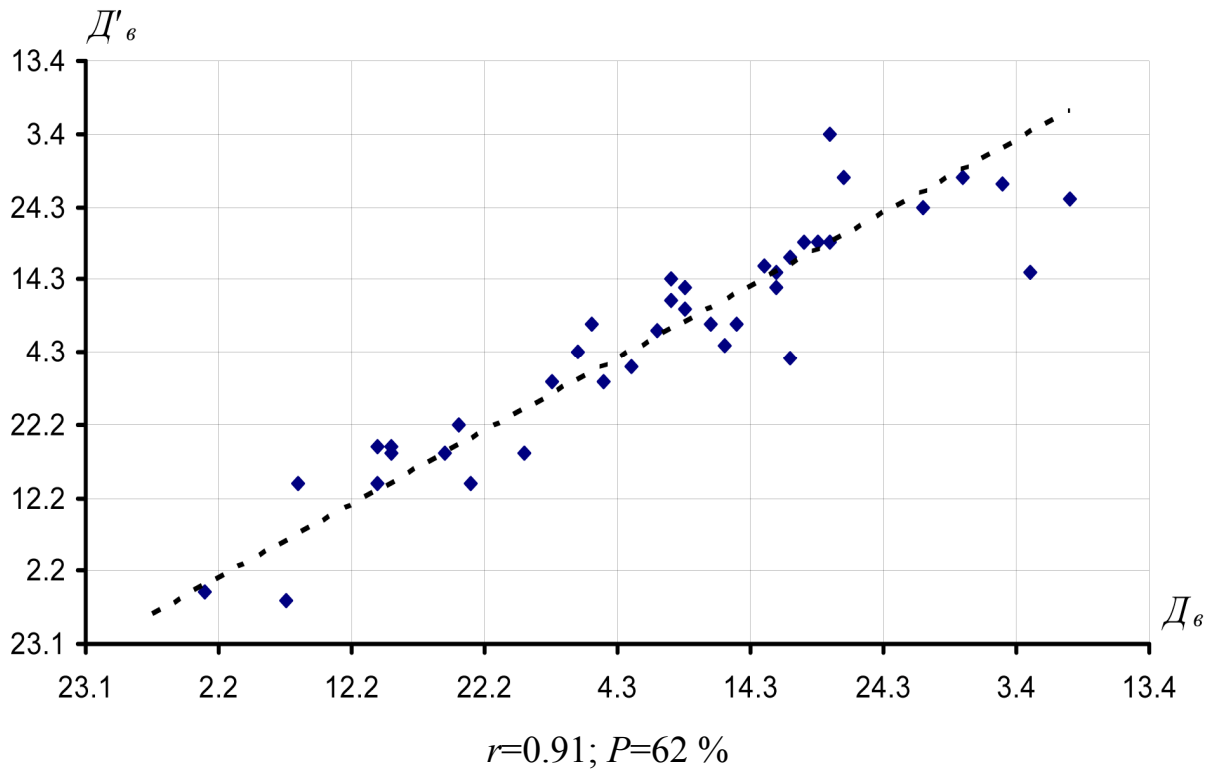


Рисунок 6.5 – Збіжність прогнозних та фактичних дат початку весняного водопілля в басейні р.Случ-м.Сарни

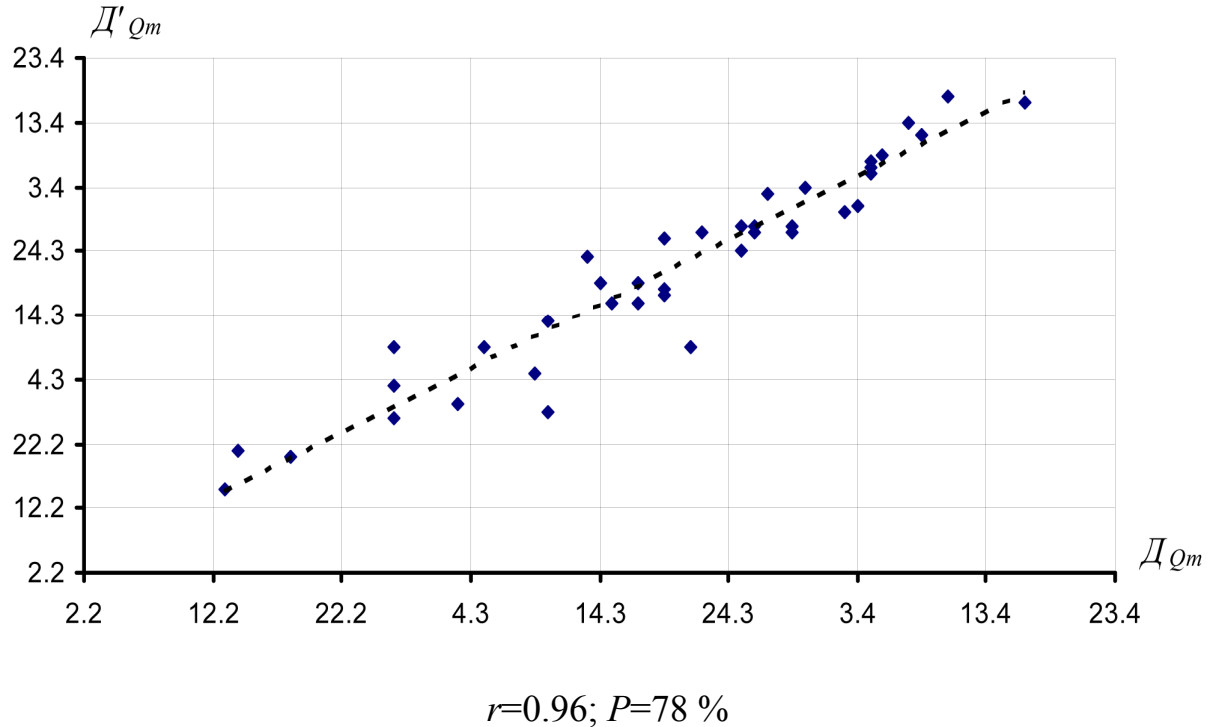


Рисунок 6.6 – Збіжність прогнозних та фактичних дат максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р.Случ-м.Сарни



В цілому по річках досліджуваної території оцінка методики прогнозу строків настання явищ відповідно до „Наставлення по службе прогнозів" [134] здійснюється за умов відсутності фіксованої дати прогнозу за середньою квадратичною похибкою по (6.17) і завчасністю прогнозів по табл.6.1. В регіональній методиці, яка заснована на використанні прогнозних температур повітря при завчасності 10 діб та близько 10-15 діб для дат початку водопілля і для дат максимальних витрат води водопілля допустима похибка визначається за рекомендаціями [134] рівною 4-5 діб (табл.6.2).

Так, наприклад, при прогнозі дат початку водопілля ( $D_e$ ) на р.Случ-м.Сарни за схемою (6.6) в деякі роки повернення холоду на початку сніготанення може зміщувати дату  $D_e$  відносно  $D_{Sm}$  (1988; 1996; 1998 рр.). Без врахування цих років методика оцінюється за табл.6.1 як задовільна (при  $P=62\%$ ) – табл.6.3.

При прогнозі дат проходження максимальних витрат (рівнів) води ( $D'_{Q_m}$ ) отримані дещо кращі результати – забезпеченість дорівнює 78 %, а якість методики задовільна (табл.6.3). Тут в окремі роки  $D_{Q_m}$  можуть спостерігатися значно раніше прогнозних строків при дуже інтенсивному розвитку весняних процесів, як у 1961, 1981, 1995 рр. (похибка прогнозу складала порядку 10 діб) або, навпаки, затримка сніготанення чи дощові опади зміщують  $D_{Q_m}$  до більш пізніх строків (1972, 1990 рр.).

В цілому для річок басейну Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра оцінка методики прогнозу дат початку і для дат максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля наведена в табл. 6.4: коефіцієнти кореляції розрахункових та спостережених дат ( $r$ ), середньоквадратична похибка перевірних прогнозів ( $S$ , д) та забезпеченість ( $P$ , %) допустимої похибки прогнозів дат ( $\delta_{don} = 5$  д).

Значення показника якості  $S$  та забезпеченість допустимої похибки  $P\%$  змінюється в межах:

для дат початку водопілля  $D_e - S = 5-14$  д,  $P=60-85\%$ .

для дат максимальних витрат води  $D_{Q_m} - S = 8-13$  д,  $P=60-83\%$ .

Таблиця 6.3 – Оцінка якості методики прогнозу термінів водопілля на для р.Случ-м.Сарни в різних варіантах складання прогнозу

Прогнозна дата за схемою	Кількість прогнозів	Завчасність прогнозів, д	Допустима похибка прогнозів, $\delta_{доп}$ , д	Оцінка якості прогнозів, S, д	P, %	Оцінка якості методики за табл.6.1
$D'_g$ - (6.6)	40	10	5	6.3/4.7	55/62*	- /задовільна
$D'_{Q_m}$ - (6.11)	40	15	5	4.5	78	задовільна
$D''_{Q_m}$ - (6.12)	40	(25)	5	-	(62)	-

\* - оцінка якості прогнозу без врахування 1988, 1996, 1988 рр.

Таблиця 6.4 - Оцінка методики прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля в басейнах річок Прип'яті і приток Середнього Дніпра

№ поста	Річка	Пост	$D_{пв}$			$D_{Qm}$		
			r	S, д	P, %	r	S, д	P, %
Правобережжя Прип'яті та праві притоки Середнього Дніпра								
1	Прип'ять	с. Річиця	0.9	9	70	0.79	11	70
2	Прип'ять	с. Люб'язь	0.92	7	69	0.87	10	72
11	Тур'я	м. Ковель	0.76	13	65	0.91	8	80
15	Стохід	сmt Любешів	0.88	13	66	0.84	12	70
17	Стир	м. Луцьк	0.92	6	78	0.82	9	78
20	Стир	с. Млинок	0.88	8	78	0.89	8	68
30	Горинь	сmt Ямпіль	0.88	8	65	0.84	9	70
31	Горинь	с. Оженін	0.94	6	80	0.88	8	75
32	Горинь	с. Деражне	0.94	5	85	0.73	11	70
38	Случ	с. Громада	0.88	8	80	0.80	10	81

Продовження таблиці 6.4

№ поста	Річка	Пост	D <sub>пв</sub>			D <sub>Qm</sub>		
			r	S, д	P, %	r	S, д	P, %
39	Случ	м. Новоград-Волинський	0.92	7	83	0.82	11	83
40	Случ	м.Сарни	0.91	5	62	0.96	5	78
50	Уборть	с. Рудня-Іванівська	0.83	9	72	0.81	10	69
51	Уборть	с. Перга	0.86	8	75	0.86	9	68
65	Уж	м. Коростень	0.86	8	68	0.74	12	62
68	Норин	с. Славенщина	0.78	10	65	0.77	11	73
72	Тетерів	м. Житомир	0.9	7	78	0.8	10	68
74	Тетерів	сmt.Іванків	0.82	8	79	0.75	10	71
78	Ірша	с. Українка	0.88	7	80	0.77	10	78
80	Ірпінь	с. Мостище	0.83	8	70	0.68	11	65
Лівобережжя Прип'яті								
24	Ясельда	с.Береза	0.70	10	67	0.71	10	60
29	Цна	с.Дятловичи	0.69	12	63	0.65	13	60
47	Случ	с.Ленін	0.63	14	60	0.68	9	67
54	Птич	с.Комаріно	0.65	12	60	0.64	13	60

Похибки прогнозів в окремі роки пов'язані зі зміною погодних умов у період розвитку водопілля. В такі роки прогноз потрібно уточнювати, орієнтуючись на довгостроковий прогноз погоди. Інші похибки (наприклад, у 1973 р.) пов'язані з тим, що у режимних виданнях за дату максимальної витрати води, наприклад, взято дощовий максимум у період водопілля, а не сніговий.

Зважаючи на невисоку якість і використання у методиці прогнозних температур повітря, прогноз строків проходження водопіль на річках представляється у вигляді консультацій.

Оцінка оперативних прогнозів дат початку ( $D'_e$ ) і максимальних витрат (рівнів) води ( $D'_{Q_m}$ ) в поточному році виконується шляхом

розрахунку похибки прогнозу відносно фактично спостережених дат у вигляді (6.18) та (6.19).

### **6.9 Форма представлення очікуваних дат проходження весняного водопілля**

В розробленій методиці прогнозу дат передбачена побудова карт дат початку водопілля на дату прогнозу: очікувані дати початку водопілля  $D'_e$  відносяться до геометричних центрів тяжіння водозборів і проводяться ізолінії зміни дат по території.

Крім того, аналогічним чином будуються карти ймовірності настання дат початку та проходження максимальних витрат води водопілля у багаторічному розрізі.

Передбачається й розрахунок відхилення дат початку та максимальних витрат води весняного водопілля у поточному році від середніх багаторічних дат за (6.15) та (6.16), як

$$\Delta D_e = D'_e - (D_e)_0,$$

$$\Delta D_{Q_m} = D'_{Q_m} - (D_{Q_m})_0,$$

де  $\Delta D_e$  і  $\Delta D_{Q_m}$  - відхилення очікуваних дат початку водопілля  $D'_e$  і максимальних витрат (рівнів) води  $D'_{Q_m}$  у поточному році від середніх багаторічних дат  $(D_e)_0$  і  $(D_{Q_m})_0$ .

## ВИСНОВКИ

Аналітичний огляд сучасної нормативної бази в галузі розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля річок України свідчить не лише про недосконалість діючого СНіП 2.01.14-83, але й про невідповідність тих даних, які свого часу були використані при встановленні визначальних параметрів, що входять до нього. Авторами замість напівемпіричної редуційної формули пропонується розрахункові узагальнення здійснювати на більш досконалії науково-методичній базі, яка спирається на поновлену редакцію руслових ізохрон. Перевагами цієї теоретичної моделі є те, що вона забезпечує нормування розрахункових характеристик незалежно від їх генетичного походження та розмірів водозборів. Основним параметром розрахункової схеми є максимальний модуль схилового припливу, який фактично визначає потенційні максимуми стоку весняного водопілля у межах тієї чи іншої території. Зокрема, у межах досліджуваної території максимальні модулі схилового припливу 1%-ої ймовірності перевищення, в залежності від сумарного надходження води на водозбір в період весняного водопілля і тривалості схилового припливу змінюються у досить широких межах – від 0.47 - 0.50 м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>)(басейни річок Ясельда і Жигулянка) до 2.60 – 3.36 м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>) (басейни річок Тня і Случ).

Звернемо увагу ще на один аспект монографічної праці. Справа в тім, що проблема максимального стоку весняного водопілля на річках басейну р. Прип'ять розглядається комплексно – з точки зору визначення ймовірнісних величин водопілля, з одного боку, і довгострокового прогнозування їх щорічних складових, з іншого. Зазвичай ці завдання вирішуються окремо і, як правило, за різними науково-методичними підходами. У розрахункових схемах, як правило, за базову характеристику беруться шари стоку рівно забезпечені з максимальними витратами води, але в монографії також реалізується варіант розрахунку характеристик максимального стоку водопілля на основі даних про снігозапаси та коефіцієнт стоку.

У прогнозних методиках як головні предиктори використовуються загальні снігозапаси у сніговому покриві перед початком весни та рідкі опади періоду водопілля. Прогнозування здійснюється з урахуванням майбутнього розвитку процесів водопілля на водозборі на основі використання дискримінантного аналізу і подальшого встановлення прогнозних величин на основі запропонованих регіональних залежностей.

Формою надання прогнозних величин шарів стоку і максимальних витрат є відповідні карти очікуваних характеристик, надані у модульних коефіцієнтах. Обґрунтовується у монографічному виданні просторова ймовірна оцінка настання прогнозних величин у багаторічному розрізі максимальних витрат води та шарів стоку і представлення їх у картографічному вигляді.

Завчасність довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля в басейнах річок Прип'яті становить:

- для максимальних витрат води – до 20-30 діб;
- для шарів стоку – до 40-50 діб;
- для дат початку та проходження максимальних витрат води водопілля – до 10-15 діб.

На думку авторів, запропоновані ними теоретичні засади щодо нормування характеристик максимального стоку та їх щорічного довгострокового прогнозування для періоду весняного водопілля можна рекомендувати для застосування їх при підготовці державних стандартів і настанов, а розробки у межах річок басейну р. Прип'ять і сусідніх річок пропонуються без будь-яких доробок для практичного застосування. Точність розрахунку характеристик весняного водопілля 1%-ої ймовірності перевищення знаходиться на рівні  $\pm 20\%$ .

Справджуваність прогнозів характеристик весняного водопілля за територіальною методикою:

- для максимальних витрат води весняного водопілля знаходиться в межах від 91% до 63 %;
- для шарів стоку - коливається від 100-91 % до 83-72 %;
- для строків проходження водопілля – становить 85-60%.

Метод довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля в басейні р. Прип'ять використовується в практичній діяльності Українського гідрометцентру. З метою автоматизації процесу оперативного прогнозування створено програмний комплекс «Прип'ять», який дозволяє в поточному режимі отримання вихідної гідрометеорологічної інформації здійснювати прогнозування максимальних витрат та рівнів води як у періоди зимових паводків, так для весняної хвилі водопілля. Схема прогнозування за програмним комплексом детально описана та наведена у додатку В монографії.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. 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.
2. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши, Т. 5, Белорусская ССР. – Л.: Гидрометеиздат. - 1985. – 667 с.
3. Иванов Б.Н. Карстовые явления на территории Украины и народнохозяйственное значение. // Труды 1 Украинского гидрогеологического совещания. - Т.2. - Изд-во АН УССР. - Киев, 1961.
4. Атлас України. Інститут географії Національної академії наук України, 1999-2000, електронний ресурс.
5. Клімат України / За ред. В.М.Ліпінського, В.А.Дячука, В.М.Бабіченко. – Київ: Вид-во Раєвського, 2003. - 343 с.
6. Клімат України: у минулому...і майбутньому? : Монографія / [Кульбіда М.І., Барабаш М.Б., Єлістратова Л.О., Адаменко Т.І., Гребенюк Н.П., Татарчук О.Г., Корж Т.В.]: за ред. М.І.Кульбіди, М.Б.Барабаш. – К. : Сталь, 2009. – 234 с.
7. Вишневський В.І. Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
8. Кліматичний кадастр України (6 ч.), електронний ресурс: [climate\\_sgo@inbox.ru](mailto:climate_sgo@inbox.ru).
9. Войцехович В.О., Лузан Л.І. Сучасні зміни максимального стоку річок Українського Полісся // Гідрометеорологічні дослідження в Україні: Зб. Наук. Праць / Гол.ред. О.В.Войцехович. – К.: УкрНДГМІ, 1999. – Вип.247. – С.125-135.
10. Вишневський В.І. Зміни клімату і річкового стоку на території України і Білорусі // Наук.праці УкрНДГМІ, 2001. – Вип.249. – С.89-105.
11. Лук'янець О.І., Сусідко М.М. Річки правобережжя Прип'яті в періоди високої водності: повторюваність дощових паводків та особливості гідрологічного режиму // Гідрометеорологічні дослідження в



Україні: Зб. Наук. Праць / Гол.ред. О.В.Войцехович. – К.: УкрНДГМІ, 1999. – Вип.247. – С.136-143.

12. Сусідко М.М. Надзвичайно високі повені в басейні Прип'яті// Наук.праці УкрНДГМІ, 2006. – Вип.255. – С.279-282.

13. Соколовский Д.Л. Речной сток. – Л.: Гидрометеоздат, 1968. – 538 с.

14. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. – ТЭС. - Одесса, 2002. – 110 с.

15. Гопченко Е. Д. Развитие представителями Одесской научной школы теоретической и прикладной гидрологии учения о максимальном стоке / Е. Д. Гопченко // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. - Вип. 50. - Ч. 2. – С. 5-13.

16. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоздат, 1973. – 111 с.

17. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 447 с.

18. Гопченко Е.Д. О редуции максимальных модулей дождевого стока по площади // Метеорологія и гідрологія, 1975. - №2. – С.66-71.

19. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. – Л.: Гидрометеоздат, 1956. – 467 с.

20. Огиевский А.В. Гидрологія суши. – М.: Сельхозиздат, 1952. – 515 с.

21. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР. – Київ: Видав. АН УРСР, 1957. – 163 с.

22. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СССР. – Обнинск, 1981.- Вып.2. – 60 с.

23. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. – Київ, КНТ, 2005. – 148 с.

24. Алексеев Г.А. Паводочный сток рек СССР. – М.: Гидрометеиздат, 1956. – 107 с.
25. Вишневський П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні : Моногр. / П. Ф. Вишневський. – К. : «Наукова думка», 1964. – 230 с.
26. Железняк И.А. Определение максимального рас хода половодья по типовым характеристикам гидрометеорологических условий водосбора // Труды УкрНИГМИ, 1985. – Вып.201. – С.15-27.
27. Железняк И. А. Русловое регулирование и применение генетических формул стока / И. А. Железняк // Труды УкрНИГМИ. – 1977. – Вып. 158. – С. 3-11.
28. Алексеев Г. А. Объективные статистические методы расчета и обобщения параметров максимального дождевого стока / Г. А. Алексеев // Международный симпозиум по паводкам и их расчетам. – Л. : Гидрометеиздат, 1969. – Ч. I. – С. 114 - 129.
29. Vijay P. Singh and Hossein. An empirical relation between volume peak of direct runoff / Vijay P. // Water res. bull. Amer. water res. ass. – oct. 1986. – Vol. 22. - № 5. – P. 725-730.
30. Linsley R. K. Applied Hydrology / Linsley R. K., U. A. Kohlez U. A., Poulhus j. L. H. : [пер. с англ.] – New York – Toronto - London, 1949. -758 р.
31. Viessman W-JR. Introduction to hydrology / Viessman W-JR., Harbaugh T. E., Knapp J. W. : [пер. с англ.] - New York – London, 1979. - 469 р.
32. Гопченко Є. Д. Теоретичні і методичні підходи стосовно нормування характеристик максимального стоку з невеликих річкових водозборів / Є. Д. Гопченко, О. М. Дорошенко, Бін Салем Фуад Фараг // Вісник ОДЕКУ. – 2007. – Вип. 4. – С. 257-265.
33. Гопченко Е.Д. Анализ структуры и параметров формул предельной интенсивности / Е. Д. Гопченко, М. Е. Романчук, Бен Фараг // Украинский гидрометеорологический журнал. – 2008. - № 3. – С. 156-166.
34. Гопченко Е. Д. О некоторых структурных особенностях формул предельной интенсивности / Е. Д. Гопченко, О. К. Романчук // Вісник ОДЕКУ. – 2006. – Вип.2. – С. 149-158.

35. Гопченко Е. Д. Научно – методические основы нормирования характеристик максимального стока рек / Е. Д. Гопченко // Вісник ОДЕКУ.– Вип. 3. – С. 140-150.
36. Гушля А.В. Влияние формы бассейна на величину максимальных расходов дождевых паводков // Метеорология, климатология и гидрология, 1972. – Вып.8. – С.155-158.
37. Гопченко Е.Д., Бояринцев Е.Л. Упрощенная генетическая формула для расчета максимальных расходов весеннего половодья в бассейне Верхней Колымы // Труды ДВНИГМИ, 1980. - Вып. 34. – С.3-11.
38. Гопченко Е.Д. О редуцированных формулах максимального стока // Труды УкрНИГМИ, 1980. – Вып. 175. – С.85-93.
39. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1974.- 423 с.
40. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. - М.: «Наука», 1981.- 254 с.
41. Водноэнергетические расчеты методом Монте-Карло. Под ред. А.Ш.Резниковского. - М.: «Энергия», 1969.- 303 с.
42. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. – Санкт – Петербург, 2007 – 278 с.
43. Гидрология дельты Дуная / Под ред. В. Н. Михайлова. – Москва: ГЕОС, 2004. – 448 с.
44. Рахманов В.В. Влияние лесов на водность рек в бассейне верхней Волги // Труды ГМЦ, 1971. – Вып.88.- 175 с.
45. Воронков В.А. Роль лесов в охране вод. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 285 с.
46. Швебс Г.І. Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України. – «Астропринт», 2003. – 390 с.
47. Салазанов В.В. Весенний сток рек Бассейна верхнего Днепра. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 256 с.
48. Гопченко Э. Д., Деркач Т. В. Расчет слоя стока весеннего половодья левобережных притоков верхнего Днепра // Деп Укр. НИИНТИ №1317 Ук. от 20.08.90.

49. Змиева Е.С. Прогнозы летне-осеннего стока рек бассейна Днепра // ЦИП, 1957. – Вып.50.
50. Овчарук В.А. Методика расчета характеристик максимального стока весеннего половодья в бассейне р.Мезень с использованием данных о снегозапасах // Труды Международного семинара «Генетические и вероятностные методы в гидрологии: проблемы развития и взаимосвязи», посвященный 100-летию со дня рождения профессора А.Н.Бефани, 26-28-марта, 2009, Одесса. - Москва, 2009. - С.81-90
51. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ,- 1958. - 309 с.
52. Лалыкин Н.В. О расчёте скоростей добегания. Труды ОГМИ,- Вып.15. - 1958. - С.73-87.
53. Иваненко А.Г. Исследование скоростей добегания паводков на реках Закарпатской области // Труды ОГМИ, 1961. - Вып.24. - С.52-59.
54. Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. – Л.; Гидрометеиздат, 1971. – 473 с.
55. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А. Методика расчета скорости руслового добегания на реках Украины // Перичорноморський екологічний бюлетень, №2(24) (червень) - Одеса : Інноваційно-інформаційний центр "ІНВАЦ". – 2007. – С.53-55.
56. Гопченко Е.Д., Симонова Т.А. О расчете максимальных расходов весеннего половодья в бассейне р.Оки // Водные ресурсы, 1981.- №6. - С.54-61.
57. Гопченко Е.Д., Гнездилов Ю.А. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ) // Труды УкрНИГМИ. – 1974.- Вып.127.- С.54-61.
58. Андреевская Г.М., Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. О форме графиков притока воды со склонов в русловую сеть // Метеорология, климатология и гидрология, 1996. – Вы.33. – С.106-110.
59. Гопченко Е.Д. О редуccionных формулах максимального стока // Труды УкрНИГМИ, 1980. – Вып. 175. – С.85-93.

60. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Основные принципы географического обобщения в гидрологии паводков // Гидрология и климатология. – Л.; 1975.- С.7-10.

61. Мокляк В.И. Формирование максимальных расходов от талых вод и их расчеты.- К., 1965

62. 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.

63. Гопченко Е.Д., Погорелова М.П., Гопций М.В., Средний многолетний слой весеннего половодья в бассейне р.Прип'ять // Вісник ОДЕКУ. – 2006. – Вип. 3. – С. 195-200.

64. Овчарук В.А. // К вопросу о влиянии карста на продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть. - Деп. ГНТБ Украины 05.03.2001, №42 –Ук2001.

65. Бефани Н.Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. – Л.: Гидрометеиздат, 1977.- 182 с.

66. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии. М.: Энергоиздат. -1932. – 208 с.

67. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. – М.: Гидрометеиздат, 1959. – 295 с.

68. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 395 с.

69. Назаров В.А. Долгосрочные предсказания высот половодий на Днестре, Десне, Припяти, Южном Буге по осадкам и температуре в бассейне и их результаты // Труды II-го гидролог. съезда, 20 – 27 / IV. – 1928. – С.25-43.

70. Комаров В.Д. Прогноз высоты половодья и объема талых вод р. Оки у г. Калуги // Метеорология и гидрология. – 1936. – № 3. – С.49-58.

71. Попова Е.И. О возможности долгосрочного прогноза высоты половодья р. Оки у г. Калуги по метеорологическим данным // Изв. ГГИ. – 1932. – №43. – С.34-38.

72. Великанов М.А. Водный баланс суши. – М.: Гидрометеиздат, 1940. – 170 с.
73. Вишневский П.Ф. Прогнозы максимальных расходов весеннего половодья // Сб. статей «Прогнозы элементов водного режима р.Днепра» // Изд-во АН УССР. – Киев. – 1954. – С.47-62.
74. Соколова Е.М. Прогнозы весеннего половодья р.Камы у г.Перми по снегозапасам // Труды ГГИ. – 1940. – Вып. 10. – С.60-82.
75. Спенглер О.А. Метод прогноза весеннего половодья Волги у Ярославля // Труды ГГИ. – 1940. – Вып. 10. – С.82-86.
76. Спенглер О.А. Экспериментальное изучение влияния интенсивности снеготаяния на формирование весеннего половодья // Труды ГГИ. – 1940. – Вып. 10. - С.87-95.
77. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах // Труды НИУ ГУГМС, серия IV. – 1945. – Вып. 13.- 191с.
78. Дмитриева Н.Г. О формировании максимального снегового стока // Труды ЦИП. – 1947. – Вып. 4(31). – С.26-58.
79. Аполлов Б.А. Гидрологические информации и прогнозы. – М.: Гидрометеиздат, 1945. – 500 с.
80. Калинин Г.П. О предвычислении гидрографа весеннего половодья // Труды ЦИП. – 1947. – Вып. 6(33). – С.42-73.
81. Комаров В.Д. О процессах формирования половодья на малой реке и предвычисление его гидрографа // Труды ЦИП. – 1947. – Вып. 6(33). – С.3-42.
82. Воскресенский К.П. Водные ресурсы рек центральных черноземных областей // Труды ГГИ. – 1948. – Вып. 12(66). – С. 18-23.
83. Соколовский Д.Л. Методика построения гидрографа ливневого стока по осадкам // Труды ГГИ. – 1949. – Вып. 14(68).- С.26-46.
84. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 419 с.
85. Спенглер О.А. Прогнозы весеннего половодья на Волге у Куйбышева// Труды НИУ ГУГМС. – 1941. – Серия IV.-Вып. 3. – С.28-35.

86. Салов М.С. Весенний сток в зоне недостаточного увлажнения и возможность его прогноза // Труды ЦИП. – 1954. – Вып. 32 (61). – С.77-133.
87. Паршин В.Н., Салов М.С. Весенний сток в бассейне р. Дона и его предвычисление. – Л. : Гидрометеиздат, 1955. – 102 с.
88. Калинин Г.П., Макарова Т.Т. Гидрометеорологические условия формирования высокого половодья на равнинных реках Европейской территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 178 с.
89. Рудометов М.В. Об учете дружности развития половодья в расчетах и прогнозах весеннего максимума (на примере р. Десны) // Труды УкрНИГМИ. – 1969. – Вып. 76. – С.23-33.
90. Крыжановская А.Б. Метод прогноза максимальных расходов притока воды в Киевское водохранилище // Труды УкрНИГМИ. – 1969. – Вып. 76. – С.17– 22.
91. Рубцов И.Г. Расчеты и прогнозы максимального расхода половодья притоков Среднего Днепра // Труды УкрНИГМИ. – 1970. – Вып. 97. – С.55-62.
92. Змиева Е.С., Климова В.В. Долгосрочный прогноз максимального весеннего стока // Труды Гидрометцентра СССР. – 1983. – Вып. 265. – С.3-16.
93. Соседко М.Н., Скрипник О.Н. Вероятностное представление характеристик стока половодья в виде системы случайных величин // Труды УкрНИГМИ. – 1988. – Вып. 231. – С.21-29.
94. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 390 с.
95. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 358 с.
96. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы. Учебник. – СПб., изд.РГГМУ, 2007. – 436 с.
97. Дмитриева Н.Г. Прогноз элементов весеннего половодья // Труды ЦИП. – 1951. – Вып. 23(50). – С.3-40.

98. Змиева Е.С. Весенний сток в бассейне Волги и метод его прогноза // Труды ЦИП. – 1955. – Вып. 39(66). – С.37-86.

99. Идзон П.Ф. Исследование потерь талого стока по методу водного баланса // Труды ЦИП. – 1948. – Вып. 9(36). – С.116-135.

100. Комаров В.Д. Территориальный (фоновый) прогноз весеннего стока восточной части лесостепной зоны Европейской территории СССР // Труды ЦИП. – 1951. – Вып. 27 (54). – С.25-51.

101. Калинин Г.П., Макарова Т.Т. К методике определения потерь талого стока // Труды ЦИП. – 1958. – Вып. 65. – С.3-22.

102. Попов Е.Г. Основы расчета задержания талых вод в речных бассейнах // Труды ЦИП. – 1951. – Вып. 24(51). – С.10-43.

103. Попов Е.Г. Анализ формирования стока равнинных рек. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 130 с.

104. Комаров В.Д. Основные факторы весеннего стока // Труды ЦИП. – 1947. – Вып. 2(29). – С.34-45.

105. Комаров В.Д. Долгосрочный прогноз весеннего стока рек черноземной зоны ЕТС на основе территориально общих зависимостей. – Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 74 с.

106. Комаров В.Д. Исследования водопроницаемости мерзлой почвы // Метеорология и гидрология. – 1957. – № 2. – С.10-18.

107. Дмитриева Н.Г. О скоростях добегаания воды и потерях талого стока // Труды ЦИП. – 1950. – Вып. 22(49). – С.85-114.

108. Подвишенская Н.Я. К вопросу учета потерь талого стока в период весеннего половодья // Труды ЦИП. – 1955. – Вып. 39(66). – С.172-189.

109. Комаров В.Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья равнинных рек. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 120 с.

110. Великанова Т.И. Весенний сток и особенности его формирования в условиях северной части Европейской территории СССР // Труды ЦИП. – 1957. – Вып. 54. – С.78-99.

111. Субботин А.И. Структура половодья и территориальные прогнозы весеннего стока рек в Нечерноземной зоне Европейской территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 97 с.



112. Бураков Д.А. Прогнозы объема, максимума и гидрографа половодья равнинных рек в заболоченных районах Западной Сибири // Труды IV гидрологического съезда. – 1976. – Т. 7. – С.167-179.

113. Харченко С.И. Формирование весенних половодий в условиях степей Нижнего Дона // Труды ГГИ. – 1959. – Вып. 71. – С.5-35.

114. Романенко В.А. Расчет и прогноз объема весеннего половодья малых рек Украины по территориально общим зависимостям // Труды УкрНИГМИ. – 1963. – Вып. 39. – С.14-29.

115. Жидиков А.П., Левин А.Г., Нечаева Н.С., Попов Е.Г. Модели формирования весеннего стока и проблемы их применения для прогноза половодья // Труды Гидрометцентра СССР. – 1977. – Вып. 81. – С.33-45.

116. Бельчиков В.А., Корень В.И. Опыт использования модели формирования талого и дождевого стока рек лесной зоны Европейской территории СССР// Труды Гидрометцентра СССР. – 1983. – Вып. 246. – С.3-20.

117. Водоласков В.П. Реализация и особенности применения модели формирования талого и дождевого стока для водосборов лесостепной зоны Европейской территории СССР// Труды УкрНИГМИ. – 1991. – Вып. 240. – С.32-39.

118. Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 191 с.

119. Кучмент Л.С. Модели процессов формирования речного стока. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 143 с.

120. Кучмент Л.С., Гельфан А.Н. Динамико-стахостические модели формирования речного стока. – М.: Наука, 1993. – 103 с.

121. Виноградов Ю.Б. Модель «Объем половодья – ГГИ 82» // Труды ГГИ. – 1985. – Вып. 304. – С.3-41.

122. Кочелаба Е.И., Окорский В.П., Соседко М.Н. Математическое моделирование процессов формирования половодного стока на территории Полесья с учетом оттепельных явлений // Труды УкрНИГМИ. – 1990. – Вып.235. – С.3-18.

123. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление). – М.: 2008. – 394 с.

124. Змиева Е.С. Весенний сток и метод его прогноза в бассейне Горьковского водохранилища // Труды ГМЦ СССР. –1980. – Вып. 223. – С.18-43.

125. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: Учебное пособие. – К.: КНТ, 2005. - 240 с.

126. Гопченко Є.Д., Шакирзанова Ж.Р. Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. збірник України / – Одеса: Вид. „Екологія”, 2008. – Вип. 50. - Частина II – С. 158-168.

127. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование характеристик весеннего половодья равнинных рек – «Генетические и вероятностные методы в гидрологии: проблемы развития и взаимосвязи», Труды Международного семинара, посвященного 100-летию со дня рождения доктора технических наук, профессора Бефани Анатолия Николаевича, г. Одесса, 26-28 марта 2009 г. – Москва, 2009. – С.63-72.

128. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 242 с.

129. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 302 с.

130. Рахманов В.В. Влияние лесов на формирование снежных запасов // Метеорология и гидрология. – 1956. – № 11.- С.21-28.

131. Вершинина Л.К. О соотношениях снегозапасов в поле, в лесу и в овражно-балочной сети на речных водосборах // Труды ГГИ. – 1972. – Вып.194. – С.93-118.

132. Крыжановская А.Б. О неравномерности снегозалегания и ее учете при определении снегозапасов // Труды УкрНИГМИ. – 1965. – Вып.51. – С.47-52.

133. Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья / Л.К. Вершинина, И.Л. Калюжный, К.К. Павлова. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 189 с.

134. Наставление по службе прогнозов. - Разд. 3. - Ч. 1. - Л.: Гидрометеиздат, 1962.-194 с.

135. Соколова Е.М. Прогноз весеннего половодья на реках Вятке и Северной Двине // Труды НИУ ГУГМС . – 1941. – Сер.4, Вып.3. – С. 85-103.

136. Макарова Т.Т. Исследование формирования весеннего половодья р.Камы и методика его прогноза // Труды ЦИП. – 1955. – Вып. 39(66) . – С. 86-126.

137. Сапожников В.И. Долгосрочный прогноз гидрографа незарегулированного притока воды в Куйбышевское водохранилище через входные створы на Волге, Каме и Вятке // Метеорология и гидрология. – 1975. – №12. – С. 67-75.

138. Истошина О.А. Формирование стока Верхней Оби и методика его предвычисления // Труды ЦИП. – 1957. – Вып.58. - С.101-120.

139. Гинзбург Б.М., Борщ С.В., Ефремова Н.Д., Сильницкая М.И., Полякова К.Н. Методы долгосрочного и среднесрочного прогноза сроков прохождения максимального уровня весеннего половодья на реках Европейской территории России // Метеорология и гидрология. – 2002. – №11. – С. 81-92.

140. Borsch S., Fedorova S. Long-term forecasts of dates of spring flood initial and maximum water levels passage in the Dnepr catchment on the territory of Russia and Belarus for improved flood management planning/ NATO Advanced research Workshop Preprints / Transboundary Floods/ Treira S. R. L., Oradea, Romania, May 4-8, 2005.-P. 149-166.

141. Савченкова Е.М. Использование индекса атмосферной циркуляции для разработки долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек // Метеорология и гидрология. – 1957. – № 5. – С. 34-37.

142. Гинзбург Б.М., Балашова И.В. Методика расчетов и прогнозов разрушения льда на водохранилищах // Труды ЦИП. – 1960. – Вып. 100. – С. 3-64.

143. Ефремова Н.Д. Методика долгосрочного прогноза замерзания Днепровских водохранилищ на основе анализа полей давления атмосферы // Труды Гидрометцентра СССР, 1972. - Вып. 112. - С.17-22.

144. Савченкова Е.И. Методика долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек Днепра и Дона // Труды Гидрометцентра СССР. – 1988. – Вып. 295. – С. 113-121.
145. Ефремова Н.Д., Каракаш Е.С., Савченкова Е.И. Метод долгосрочного прогноза сроков появления льда на реках Северной Двины, Печоре, Оби, Иртыше, Енисее и Ангаре // Труды Гидрометцентра центра СССР. – 1975. – Вып. 140. – С. 3-16.
146. Подсечина Т.В. Наростание льда на волжских водохранилищах и его зависимость от атмосферных процессов // Труды Гидрометцентра СССР. – 1988. – Вып. 295. – С. 130-137.
147. Шаночкин С.В Долгосрочный прогноз начала ледообразования на реках севера Европейской территории СССР // Труды ГГИ. – 1980. – Вып. 270. – С. 92-99.
148. Николаев Ю.В., Усанкина Г.Е. Применение дискриминантного анализа для долгосрочного прогнозирования осенних ледовых фаз в низовьях и устьях рек арктической зоны Сибири // Труды 4-го Всесоюз.гидрол.съезда. - Т.7. Л.: 1976. – С. 312-317.
149. Руководство по гидрологическим прогнозам. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах. . – Л.: Гидрометеиздат.- Вып 3. – 1989. – 168 с.
150. Ефремова Н.Д. Методика долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек севера европейской части СССР// Труды Гидрометцентра СССР. – 1988. – Вып. 295. – С. 122-129.
151. Ефремова Н.Д. Опыт применения разложения метеорологических полей по полиномам Чебышева для прогноза вскрытия рек (на примере Верхней Лены) // Труды Гидрометцентра СССР. – 1969. – Вып. 40. – С. 40-46.
152. Зверев Н.И., Пурганская И.П. Практические приемы разложений полей метеорологических элементов по полиномам Чебышева // Труды ЦИП. – 1963. – Вып.123. – С. 78-86.
153. Морской Г.И., Свиридова С.Г. Сравнительный анализ разложения заданных на сфере полей в двойные ряды Фурье и в ряды по

сферическим функциям // Труды Гидрометцентра СССР. – 1967. – Вып. 11. – С. 56- 64.

154. Гопченко Є.Д., Шакірманова Ж.Р. Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - 2008. – Вип. 50. - Ч. II. – С. 158-168.

155. Гопченко Є.Д., Шакірманова Ж.Р. Обґрунтування методики прогнозування строків весняного водопілля в басейні Прип'яті//Український гідрометеорологічний журнал.-2007. – №2 – С.156-163.

156. Гинзбург Б.М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза// Труды IV всесоюзного гидрологического съезда. - 1976. – Том 7. – С.296-304.

157. Шакірманова Ж.Р. Аналіз та просторове узагальнення строків проходження весняних водопіль на рівнинних річках України//Вісник Одеського державного екологічного університету: Науковий журнал / Голов.ред. Є.Д.Гопченко. – Одеса: Вид."ТЕС", 2008. – Вип.6 – С.157-164.

## **ДОДАТКИ**

## Додаток А.1

## Основні гідрографічні характеристики річок басейну р. Припять

№ п/п	№ за картою	Річка – пост	$F$ , км <sup>2</sup>	$L$ , км	$\varphi$ в частках <sup>0</sup> , півн.ш.	$H_{сер}$ , м	$I_{срзв}$ , ‰	$f_l$ , %	$f_b$ , %	$f_{оз}$ , %	$f_p$ , %
Правобережні притоки р. Прип'ять											
1	1	р. Прип'ять - с. Річиця	2210	82	51.46	170	0.2	17	15	<1	20
2	2	р. Прип'ять - с. Люб'язь	6100	152	51.33	170	0.2	26	16	1	
3	8	р. Вижівка - с.Руда	141	10	51.20	190	1.5	16	10	<1	40
4	9	р. Вижівка - смт. Стара Вижівка	722	44	51.30	190	0.7	21	9	<1	20
5	10	р. Турія - с. Ягідне	502	57	50.90	210	1.7	18	7	<1	40
6	11	р. Турія - м.Ковель	1480	102	51.01	200	1.1	17	6	<1	30
7	12	р.Турія - с.Бузаки	2630	164	51.2	180	0.8	20	10	<1	30
8	13	р.Стохід - с.Малинівка	692	45	50.95	200	0.9	8	9	<1	40
9	14	р.Стохід - с.Гулівка	1420	94	51.02	190	0.6	19	9	<1	20
10	15	р.Стохід - смт Любешів	2970	173	51.28	180	0.4	35	8	<1	20
11	16	р.Стир - с.Щурівці	2020	63	50.11	240	2.1	26	9	<1	40
12	17	р.Стир - м.Луцьк	7200	194	50.33	230	0.7	16	6	<1	-
13	19	р.Стир - с.Полонне	10400	-	50.61	-	-	15	-	-	-
14	20	р.Стир - с.Млинок	10900	400	50.76	210	0.4	24	5	<1	-
15	21	р.Радоставка - с.Трійця	316	24	50.09	220	0.7	16	12	0	40
16	22	р.Іква - с.Великі Млинівці	632	59	50.02	320	2.2	14	<1	<1	60

Продовження додатка А.1

№ п/п	№ за картою	Річка – пост	$F$ , км <sup>2</sup>	$L$ , км	$\varphi$ в частках <sup>0</sup> , півн.ш.	$H_{сер}$ , м	$I_{срзв}$ , ‰	$f_l$ , %	$f_b$ , %	$f_{оз}$ , %	$f_p$ , %
17	23	р.Іква - Млинівська ГЕС	1960	-	50.12	270	1.3	20	7	<1	60
18	30	р.Горинь - смт Ямпіль	1400	71	49.87	320	1.6	4	1	<1	60
19	31	р.Горинь - с.Оженіне	5860	228	50.07	280	0.7	17	2	<1	-
20	32	р.Горинь - с.Деражне	9160	395	50.32	260	0.5	12	2	<1	-
21	35	р.Вирка - с.Сварин	231	21	51.28	160	0.7	31	13	0	10
22	36	р.Бережанка - с.Підлісне	187	29	51.42	170	0.7	40	6	<1	20
23	37	р.Случ - с.Велика Клітна	232	30	49.70	320	1.3	3	0	<1	70
24	38	р.Случ - с.Громада	2480	139	49.78	300	0.7	4	5	<1	80
25	39	р.Случ - м.Новоград-Волинський	7460	252	50.13	260	0.5	11	9	<1	-
26	40	р.Случ - м.Сарни	13300	409	50.48	230	0.4	17	5	<1	
27	41	р.Хомора - с.Понінка	1410	114	50.03	280	1	11	1	<1	50
28	42	р.Тня - с.Броники	982	68	50.43	8.9	0.8	16	1	<1	40
29	43	р.Смілка - с.Сусли	632	69	50.37	230	0.8	30	2	<1	40
30	49	р.Льва - с.Осницьк	276	35	51.17	180	0.9	47	3	0	10
31	50	р.Уборть-с.Рудня Іванівська	776	41	50.85	210	0.5	19	5	<1	20
32	51	р.Уборть - с.Перга	2880	119	50.06	190	0.5	67	4	<1	20
Межіріччя Прип'ять-Рось											
33	65	р.Уж - м.Коростень	1450	84	50.79	210	0.7	28	2	<1	40



## Продовження додатка А.1

№ п/п	№ за картою	Річка – пост	$F$ , км <sup>2</sup>	$L$ , км	$\varphi$ в частках <sup>0</sup> , півн.ш.	$H_{сер}$ , м	$I_{срзв}$ , ‰	$f_l$ , %	$f_b$ , %	$f_{оз}$ , %	$f_p$ , %
34	66	р.Уж - смт Поліське	5690	169	50.97	180	0.6	21	6	<1	-
35	67	р.Жерев – В'язівці	1360	86	51.15	190	0.9	16	16	<1	20
36	68	р.Норин - с.Славенщина	804	75	51.28	170	2.4	13	2	<1	60
37	69	р.Грезля – уроч. Броц	553	34	51.31	150	0.8	4	4	0	20
38	70	р.Ілля - с.Луб'янка	300	32	51.37	140	1.2	52	<1	<1	20
39	71	р.Тетерів - с.Троща	227	26	49.84	280	2.2	8	1	<1	60
40	72	р.Тетерів - м.Житомир	5270	116	50.04	250	1.1	16	2	<1	-
41	73	р.Тетерів - с.Макалевичі	7890	231	50.18	230	0.8	21	2	<1	-
42	74	р.Тетерів -м.Іванків (Грини)	14900		50.34	-	-	5	-	-	-
43	75	р.Гнилоп'ять - с.Головенка	1200	91	49.89	260	1.2	9	2	<1	60
44	76	р.Гуйва - с.Городківка	312	36	49.81	250	2.2	6	<1	<1	70
45	77	р.Ірша - смт Володарськ-Волинський	208	24	50.52	220	1.4	5	<1	<1	60
46	78	р.Ірша - с.Українка	2600	116	50.65	200	0.9	20	2	<1	40
47	79	р.Здвиж - с.Гавронщина	2810	65	50.31	180	0.8	4	5	1	40
48	80	р.Ірпінь - с.Мостище	3900	129	50.25	200	1	27	1	<1	50
49	4	р. Прип'ять – с. Кроби	35100	310	52.1	182	0.1	17	2	23	12
50	5	р. Прип'ять - смт.Турів	74000	418	52.3	200	0.1	15	3	14	12
51	7	р. Прип'ять – м.Мозир	101000	590	53.5	188	0.1	19	2	12	16
52	24	р. Ясельда – м. Береза	916	72	51	164	0.3	30	<1	34	7

## Продовження додатка А.1

Лівобережні притоки р. Прип'ять											
№ п/п	№ за картою	Річка – пост	$F$ , км <sup>2</sup>	$L$ , км	$\varphi$ в частках <sup>0</sup> , півн.ш.	$H_{сер}$ , м	$I_{срзв}$ , ‰	$f_l$ , %	$f_b$ , %	$f_{оз}$ , %	$f_p$ , %
53	25	р. Ясельда – с.Сенін	5110	189	51	156	0.2	22	1	31	12
54	26	р.Жегулянка –с.Нехачево	245	12	52.3	164	0.9	30	<1	14	25
55	27	р.Меречанка – с. Ставок	118	-	52	-	-	17	-	-	-
56	28	р. Бобрик–ст. Парахонськ	1450	72	52.2	148	0.3	39	22	3	19
57	29	р. Цна – с. Дятловичі	969	95	52.5	153	0.3	20	16	<1	46
58	33	р.Горинь - смт.Річиця (с.Горинь)	27000	589	50.91	233	0.4	16	<1	6	5
59	44	р. Лань – с. Локтиші	935	60	52	184	0.7	15	16	0	1
60	45	р.Случ – с. Новодвірці	910	43	52.8	167	0.4	2	15	0	16
61	46	р. Случ –смт. Старобін	1910	85	52.5	163	0.2	13	17	0	9
62	47	р. Случ – с. Ленін	4260	154	52	162	0.2	15	17	0	17
63	48	р. Мороч – с.Мацкевич	313	37	52	178	2.2	7	15	0	<1
64	52	р.Уборть -Красноберіжжя	5260	248	51.7	177	0.3	28	6	5	37
65	53	р. Птич –с. Лецьковщина	175	36	53	265	2.7	15	0	2	13
66	54	р. Птич – с. Камарино	2010	195	52	186	0.7	22	8	0	15
67	55	р. Птич – с. Лучиці	8770	360	52	165	0.5	34	7	0	15
68	56	р. Шать – с. Шацьк	208	23	52.8	178	0.6	12	3	28	8
69	57	р. Ореса – с.Верхутіно	520	30	52.5	160	0.4	42	<1	7	25

Продовження додатка А.1

№ п/п	№ за картою	Річка – пост	$F$ , км <sup>2</sup>	$L$ , км	$\varphi$ в частках <sup>0</sup> , півн.ш.	$H_{сер}$ , м	$I_{срзв}$ , ‰	$f_l$ , %	$f_b$ , %	$f_{оз}$ , %	$f_p$ , %
70	58	р. Ореса – смт. Любань	1290	51	53	156	0.3	47	8	0	14
71	59	р. Ореса – с. Андріївка	3580	119	53	147	0.2	36	7	0	18
72	61	р.Іппа - с. Кротів	909	-	52.3	-	-	33	-	-	-
73	62	р.Віть – с.Борисовщина	782	44	52	132	0.4	28	12	0	37
74	63	р.Словечна -с.Кузьмичі	914	82	51.6	171	2.2	35	12	0	38
75	64	р.Черчень -с.Некрашівка	420	46	51.8	145	0.5	59	1	3	16

Додаток А.2  
Список пунктів виміру запасів води в сніговому покриві

Номер пункту	Пункт	Басейн річки	Широта пункту	
			$\varphi^{\circ}$ , півн.ш.	$\varphi$ в частках $^{\circ}$ , півн.ш.
1	Пінськ	Прип'ять	52 <sup>o</sup> 20	52.33
2	Житковичі	"_"	52 <sup>o</sup> 05	52.08
3	Млинок	"_"	51 <sup>o</sup> 37'	51.62
4	Степань	"_"	52 <sup>o</sup> 00	52.00
5	Мозир	"_"	52 <sup>o</sup> 05	52.08
6	Любешів	"_"	51 <sup>o</sup> 46'	51.77
7	Лельчиці	"_"	51 <sup>o</sup> 43	51.72
8	Дубровиця	"_"	51 <sup>o</sup> 35	51.58
9	Світязь	"_"	51 <sup>o</sup> 29'	51.48
10	Полонне	"_"	51 <sup>o</sup> 25	51.42
11	Ковель	"_"	51 <sup>o</sup> 13'	51.22
12	Гулівка	"_"	51 <sup>o</sup> 22	51.37
13	Манєвичі	"_"	51 <sup>o</sup> 20	51.33
14	Сварині	"_"	51 <sup>o</sup> 16'	51.27
15	Сарни	"_"	51 <sup>o</sup> 21'	51.35
16	Олевськ	"_"	51 <sup>o</sup> 19'	51.32
17	Овруч	"_"	51 <sup>o</sup> 37'	51.62
18	Чорнобиль	"_"	51 <sup>o</sup> 17'	51.28
19	Ягідне	"_"	51 <sup>o</sup> 02'	51.03
20	Колки	"_"	51 <sup>o</sup> 07'	51.12
21	Поліське	"_"	51 <sup>o</sup> 14'	51.23
22	Вл. Волинський	"_"	50 <sup>o</sup> 50'	50.83
23	Держане	"_"	50 <sup>o</sup> 52'	50.87
24	Коростень	"_"	50 <sup>o</sup> 57'	50.95
25	Луцьк	"_"	50 <sup>o</sup> 44'	50.90
26	Рівне	"_"	50 <sup>o</sup> 35'	50.58
27	Нов.- Волинський	"_"	50 <sup>o</sup> 36'	50.60
28	Броніки	"_"	50 <sup>o</sup> 46'	50.77
29	Волод. - Волинський	Тетерів	50 <sup>o</sup> 36'	50.60
30	Тетерів	"_"	50 <sup>o</sup> 42'	50.70
31	Оженін	Прип'ять	50 <sup>o</sup> 25	50.42
32	Щуровці	"_"	50 <sup>o</sup> 30	50.50

Продовження додатка А.2

Номер пункту	Пункт	Басейн річки	Широта пункту	
			$\varphi^{\circ}$ , півн.ш.	$\varphi$ в частках $^{\circ}$ , півн.ш.
33	Дубно	Прип'ять	50°24'	50.40
34	Немешаєво	Здвиж	50°33'	50.55
35	Попінка	Прип'ять	50°40'	50.67
36	Житомир	Тетерів	50°15'	50.25
37	Броди	Прип'ять	50°06'	50.10
38	Кремінець	”_”	50°07'	50.12
39	Шепетівка	”_”	50°10'	50.16
40	Фастів	”_”	50°04'	50.07
41	Ямпіль	”_”	49°57'	49.95
42	Данців	”_”	50°00'	50.00
43	Троща	”_”	50°55'	50.92
44	Городківка	Здвиж	49°55'	49.92
45	Біла Церква	Рось	49°47'	49.78
46	Вел. Клітва	Прип'ять	49°40'	49.67
47	Ст. Синява	”_”	49°35'	49.58
48	Білопілья	Рось	49°43'	49.72
49	Канєв	”_”	49°44'	49.73
50	Старченкове	”_”	49°40'	49.67
51	Круподерниці	”_”	49°30'	49.50
52	Плисків	”_”	49°20'	49.33
53	Ім.Шевченка	Тясмін	49°12'	49.20
54	Чигирін	”_”	49°05'	49.08

Додаток Б.1  
Максимальні снігозапаси і опади до початку водопілля 1%-ої  
забезпеченості

№	Річка - пост	$S_{mЛ}$ , мм	$f_L$ , %	$S_{mзв}$ , мм	$\Sigma X$ , мм	$(S_m + \Sigma X)$ , мм	$C_V$	$(S_m + X)_{1\%}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Правобережжя р. Прип'ять								
1	р.Прип'ять - с.Річиця	40	0.32	41.9	105	147	0.78	554
2	р.Прип'ять - с.Люб'язь	40	0.26	41.6	119	160	0.78	607
8	р.Вижівка - с.Руда	40	0.16	41.0	74.3	115	0.78	436
9	р.Вижівка - смт. Стара Вижівка	40	0.21	41.3	91.1	132	0.78	500
10	р.Турія - с.Ягідне	40	0.18	41.1	87.0	128	0.78	484
11	р.Турія - м.Ковель	40	0.17	41.0	100	141	0.78	532
12	р.Турія - с.Бузаки	40	0.2	41.2	107	148	0.78	560
13	р.Стохід - с.Малинівка	40	0.08	40.5	90.6	131	0.78	496
14	р.Стохід - с.Гулівка	40	0.19	41.1	99.1	140	0.78	530
15	р.Стохід – смт.Любешів	40	0.35	42.1	109	151	0.78	570
16	р.Стир - с.Щурівці	45.6	0.26	47.4	104	151	0.74	543
17	р.Стир - м.Луцьк	40	0.16	41.0	121	162	0.78	614
19	р.Стир - с.Полонне	40	0.15	40.9	127	168	0.78	635
20	р.Стир - с.Млинок	40	0.24	41.4	128	169	0.78	640
21	р.Радоставка - с.Трійця	40	0.16	41.0	82.2	123	0.78	465
22	р.Іква-сВеликі Млинівці	49.5	0.14	50.5	89.6	140	0.71	485
23	р.Іква - Млинівська ГЕС	45	0.2	46.4	103	150	0.74	538
30	р.Горинь - смт Ямпіль	48.3	0.04	48.6	98.9	148	0.72	511
31	р.Горинь - с.Оженіне	55	0.17	56.4	118	175	0.68	583
32	р.Горинь - с.Деражне	51.3	0.12	52.2	125	177	0.70	606
35	р.Вирка - с.Сварині	40	0.31	41.9	79.0	121	0.78	457
36	р.Бережанка - с.Підлісне	40	0.4	42.4	77.0	119	0.78	451
37	р.Случ -с.Велика Клітна	60	0.03	60.3	79.1	139	0.64	441
38	р.Случ - с.Громада	60	0.04	60.4	106	167	0.64	528
39	р.Случ - м.Новоград- Волинський	50	0.11	50.8	122	173	0.71	598

Продовження додатка Б.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
40	р.Случ - м.Сарни	55	0.17	56.4	131	187	0.68	625
41	р.Хомора - с.Понінка	60	0.11	61.0	99.0	160	0.64	507
42	р.Тня - с.Броніки	50	0.16	51.2	94.7	146	0.71	505
43	р.Смілка - с.Сусли	50.3	0.3	52.6	89.6	142	0.71	492
49	р.Льва - с.Осницьк	50.2	0.47	53.7	80.8	135	0.71	465
50	р.Уборть-с.Рудня Іванівська	51.1	0.19	52.6	91.9	144	0.70	494
51	р.Уборть - с.Перга	53.1	0.67	58.4	108	167	0.69	563
Межиріччя Прип'ять-Рось								
65	р.Уж - м.Коростень	50	0.28	52.1	99.4	151	0.71	524
66	р.Уж - смт Поліське	53.4	0.21	55.1	118	173	0.69	584
67	р.Жерев – В'язовки	53.2	0.16	54.5	98.6	153	0.69	517
68	р.Норин - с.Славенщина	55.2	0.13	56.3	92.3	149	0.68	496
69	р.Грезля – уроч. Броц	58.3	0.04	58.6	88.1	147	0.66	477
70	р.Ілля - с.Луб'янка	59.1	0.52	63.7	81.6	145	0.65	467
71	р.Тетерів - с.Троща	50	0.08	50.6	78.9	129	0.71	448
72	р.Тетерів - м.Житомир	50	0.16	51.2	117	168	0.71	581
73	р.Тетерів - с.Макалевичі	50	0.21	51.6	123	174	0.71	603
74	р.Тетерів - м.Іванків (Грини)	50	0.05	50.4	133	183	0.71	634
75	р.Гнилоп'ять- с.Головинка	50	0.09	50.7	97.1	148	0.71	511
76	р.Гуйва - с.Городківка	50	0.06	50.5	82.0	132	0.71	458
77	р.Ірша - смт Володарськ- Волинський	50	0.05	50.4	78.0	128	0.71	444
78	р.Ірша - с.Українка	50	0.2	51.5	107	158	0.71	548
79	р.Здвиж - с.Гаврінщина	50	0.04	50.3	108	158	0.71	547
80	р.Ірпінь - с.Мостище	50	0.27	52.0	112	164	0.71	569
Лівобережжя р.Прип'ять								
4	р. Прип'ять – с. Кроби	40	0.17	41.0	148	189	0.78	686
5	р.Прип'ять - смт.Турів	40	0.15	40.9	162	203	0.78	738
7	р. Прип'ять – м.Мозирь	50	0.19	51.4	169	220	0.71	734

Продовження додатка Б.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
24	р. Ясельна – м. Береза	46	0.3	48.1	93.8	142	0.74	491
25	р.Ясельда – с.Сенін	47	0.22	48.6	116	165	0.73	564
26	р.Жегулянка – с.Нехачево	46	0.3	48.1	79.6	128	0.74	442
27	р.Меречанка – с. Ставок	47	0.17	48.2	72.7	121	0.73	413
28	р. Бобрик – ст.Парахінск	52	0.39	55.0	99.4	154	0.70	508
29	р. Цна – с. Дятловичі	53	0.2	54.6	94.5	149	0.69	485
33	р.Горинь - смт.Річиця (м.Горинь)	50	0.16	51.2	143	194	0.71	647
44	р. Лань – с. Локтиші	58	0.15	59.3	94.1	153	0.66	480
45	р.Случ – с. Новодвірці	59	0.2	60.8	93.8	155	0.65	477
46	р. Случ –смт. Старобін	58	0.13	59.1	103	162	0.66	507
47	р. Случ – с. Ленін	56	0.15	57.3	114	171	0.67	542
48	р. Мороч – с.Мацкевич	59	0.07	59.6	82.1	142	0.65	438
52	р.Уборть - Красноберіжжя	55	0.28	57.3	117	174	0.68	559
53	р. Птич – с. Лецьківщина	85	0.15	86.9	76.3	163	0.48	398
54	р. Птич – с. Комаріно	70	0.22	72.3	104	176	0.58	494
55	р. Птич – с. Лучиці	60	0.34	63.1	124	187	0.64	572
56	р. Шать – с. Шацьк	66	0.12	67.2	78.0	145	0.60	420
57	р. Ореса – с.Верхутіно	69	0.42	73.3	87.4	161	0.58	452
58	р. Ореса – смт. Любань	58	0.47	62.1	97.9	160	0.66	501
59	р. Ореса – с. Андріївка	60	0.36	63.2	111	174	0.64	532
61	р.Іппа - с. Кротів	60	0.33	63.0	93.7	157	0.64	478
62	р.Віть – с.Борисівщина	60	0.28	62.5	92.0	155	0.64	471
63	р.Словечна - с.Кузьмичі	57	0.35	60.0	93.8	154	0.66	481
64	р.Черчень – с.Некрашівка	60	0.59	65.3	85.1	150	0.64	459



## Додаток В

### **Автоматизований комп'ютерний комплекс для оперативного прогнозування максимальних витрат води та строків проходження весняного водопілля в басейні р. Прип'ять**

На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ розроблений і зараз використовується в оперативній практиці Українського гідрометеорологічного центру програмний комплекс для територіального довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять та невеликих правих приток Дніпра, який дозволяє в автоматичному режимі складати прогноз максимальних витрат води і визначати їх забезпеченість у багаторічному розрізі (рис.В.1). Програмний комплекс дає змогу також прогнозувати дати початку та проходження максимальних витрат води весняного водопілля. Він включає такі основні етапи:

- створення комп'ютерної бази вихідних даних: карто-схем басейнів, базової та оперативної інформації;
- розрахунок факторів для весняного водопілля та періоду зимових відлиг;
- складання прогнозу максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля та зимових паводків;
- визначення забезпеченості прогнозних величин;
- прогноз дат початку та максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля;
- виконання оцінки прогнозних величин відносно їх відхилення від середніх багаторічних значень та спостережених величин;
- методика довгострокового прогнозу максимальних витрат води водопілля по розрахованих за програмою прогнозних значеннях дає змогу:
- картографічного представлення очікуваних максимальних модульних коефіцієнтів та їх забезпеченості, термінів проходження водопілля шляхом побудови карто-схем комп'ютерними засобами;

- отримання з карти прогнозних значень максимальних модульних коефіцієнтів  $k_{q_m}$  будь-яких гідрологічних постів (для центру тяжіння водозборів);
- розрахунок максимальних витрат води водопілля на основі визначення норм максимальних модулів стоку  $q_0$ : для річок, по яких є багаторічні спостереження за стоком,  $q_0$  отримуються по середніх арифметичних значеннях максимальних витрат води весняного водопілля цього періоду за (5.12); для річок, по яких немає тривалих гідрологічних спостережень,  $q_0$  визначається по моделі типових одномодальних гідрографів водопілля за рівнянням (5.13) та рекомендаціях по визначенню його складових, що надані у розд. 3 та 4.

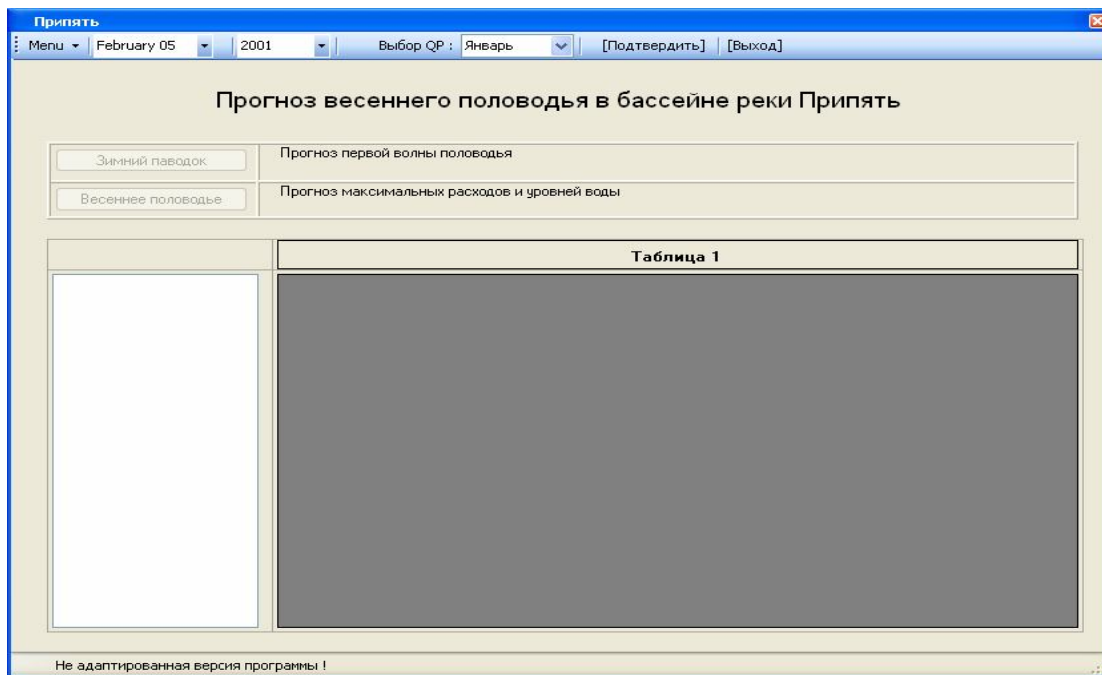


Рисунок В.1 - Діалогове вікно комп'ютерної програми «Прип'ять»

Складання просторового довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять та невеликих правих приток Дніпра розглядається на прикладі 2010 р. і реалізується відповідно до етапів блок-схеми, представленої на рис. В.2.

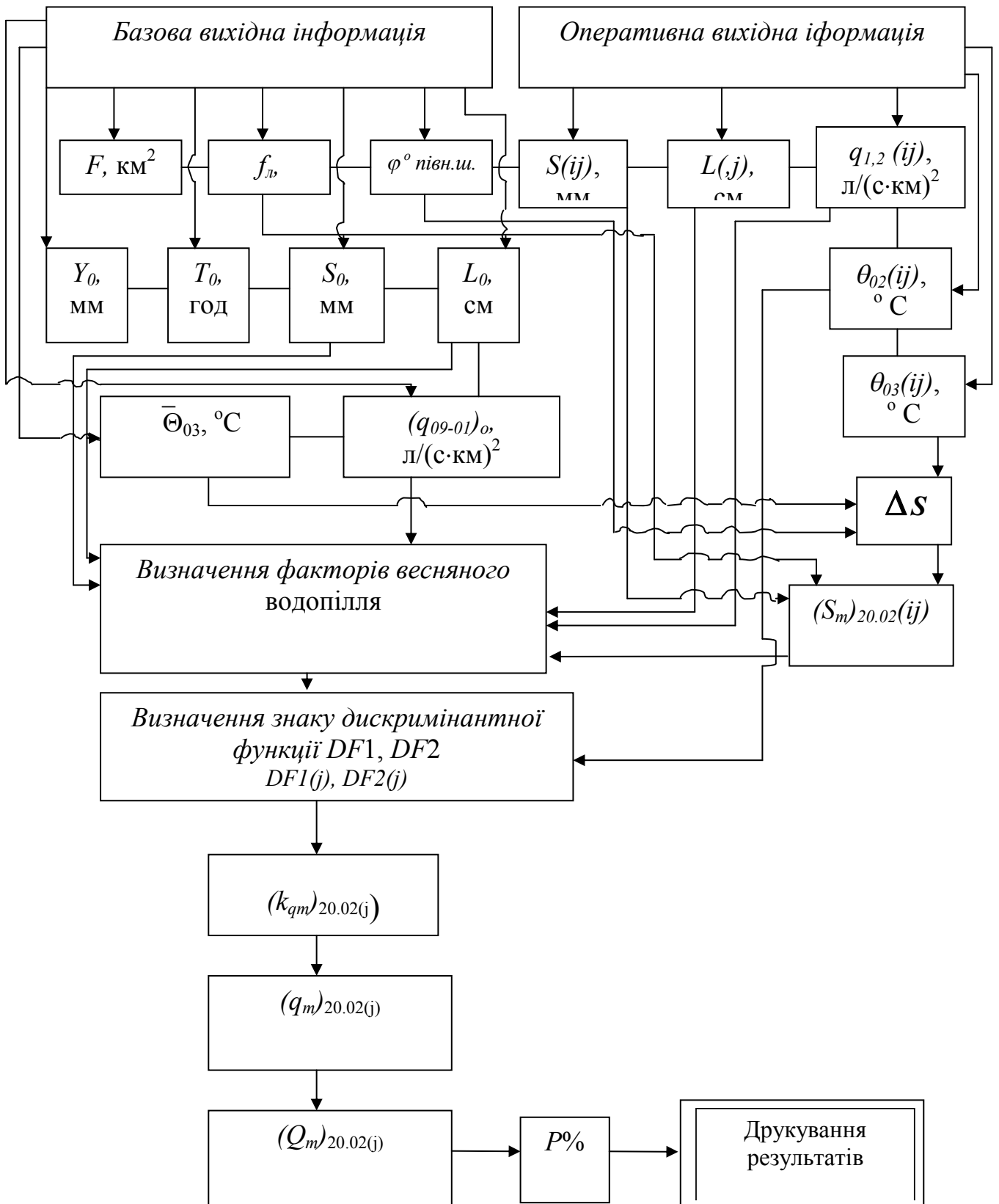


Рисунок В.2 - Блок-схема програми для довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля в дату 20 лютого

## В.1 Організація комп'ютерної бази вихідних даних

Організація бази даних для складання довгострокового прогнозу максимальних витрат (рівнів) води зимово-весняного періоду в басейні Прип'яті включає базову та оперативну вихідну інформацію у поточному році, для якого складається прогноз.

*Базова вихідна інформація включає:*

1. Карто-схеми:

- гідрометеорологічної мережі (рис.1.10);
- середньобагаторічних величин шарів стоку весняного водопілля  $Y_0$  (рис.3.6);

- тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі  $T_0$  (рис.4.2);

2. Таблиці морфометричних і середньобагаторічних гідрометеорологічних величин (табл.1.14):

- по опорних гідрологічних постах, для яких складається прогноз максимальних витрат (рівнів) води за даними гідрометеорологічних спостережень;

- по гідрологічних постах, для яких складається прогноз максимальних витрат (рівнів) води за картами прогнозних величин максимальних модульних коефіцієнтів.

3. Таблиці прогновної схеми:

- діючих метеорологічних станцій і постів, висота і географічна широта станцій (табл.1.16);

- ординати кривих витрат води  $Q = f(H)$  по опорних гідрологічних постах;

- ординати трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля (при  $C_s / C_v = 2.0$ ) за табл.5.6 [17];

- коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій (табл.5.4);

- коефіцієнти рівнянь поліномів (табл.5.8).

Вигляд діалогового вікна програми «Ввод и редактирование данных» при введенні базової інформації показаний на рис.В.3.

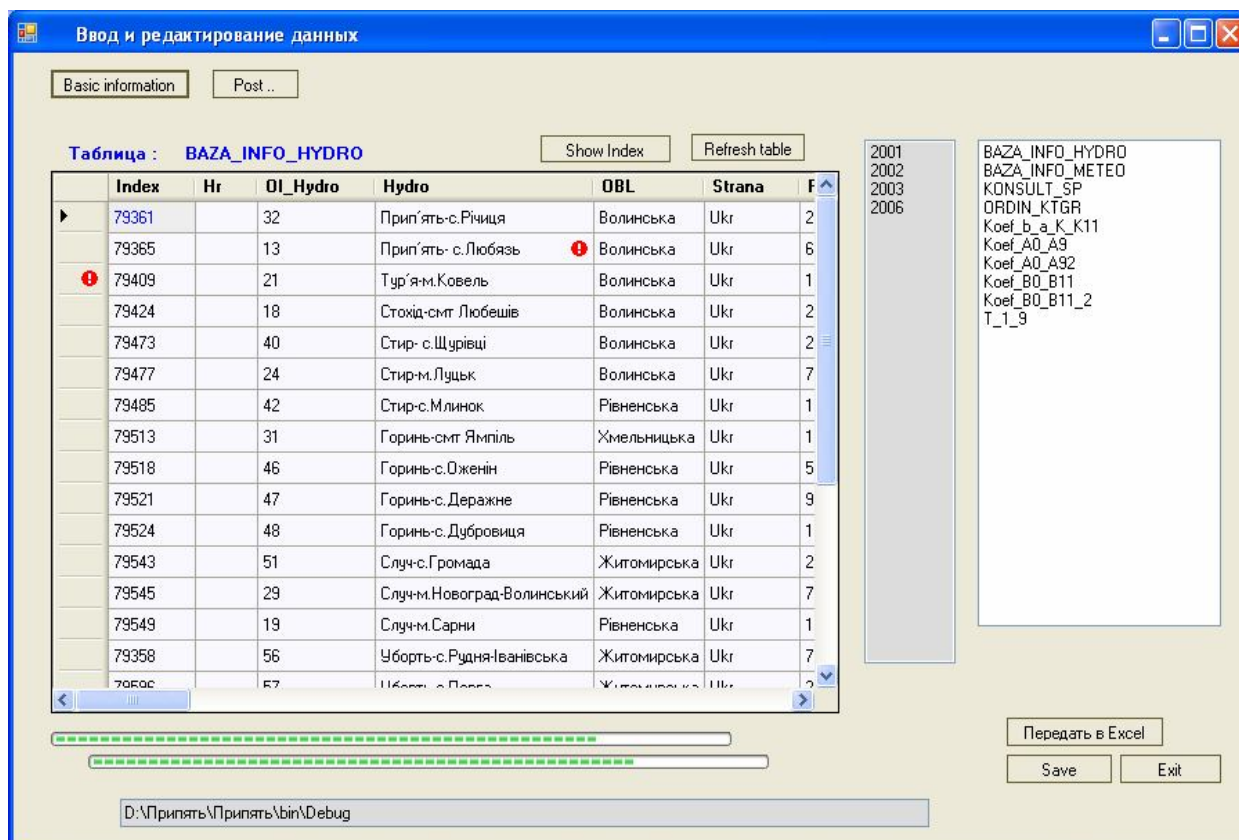


Рисунок В.3 - Видял діалогового вікна «Ввод и редактирование данных» при натисненні кнопки «Базовая информация»

*Оперативна гідрометеорологічна інформація* включає:

- гідрологічну інформацію по опорних гідрологічних постах в поточному році;
- гідрологічну інформацію по гідрологічних постах при прогнозі максимальних витрат води весняного водопілля по картах максимальних модульних коефіцієнтів в поточному році;
- метеорологічну інформацію за даними станцій і постів в поточному році.

Видял діалогового вікна програми «Ввод и редактирование данных» при введенні оперативної гідрологічної інформації показаний на рис. В.4.

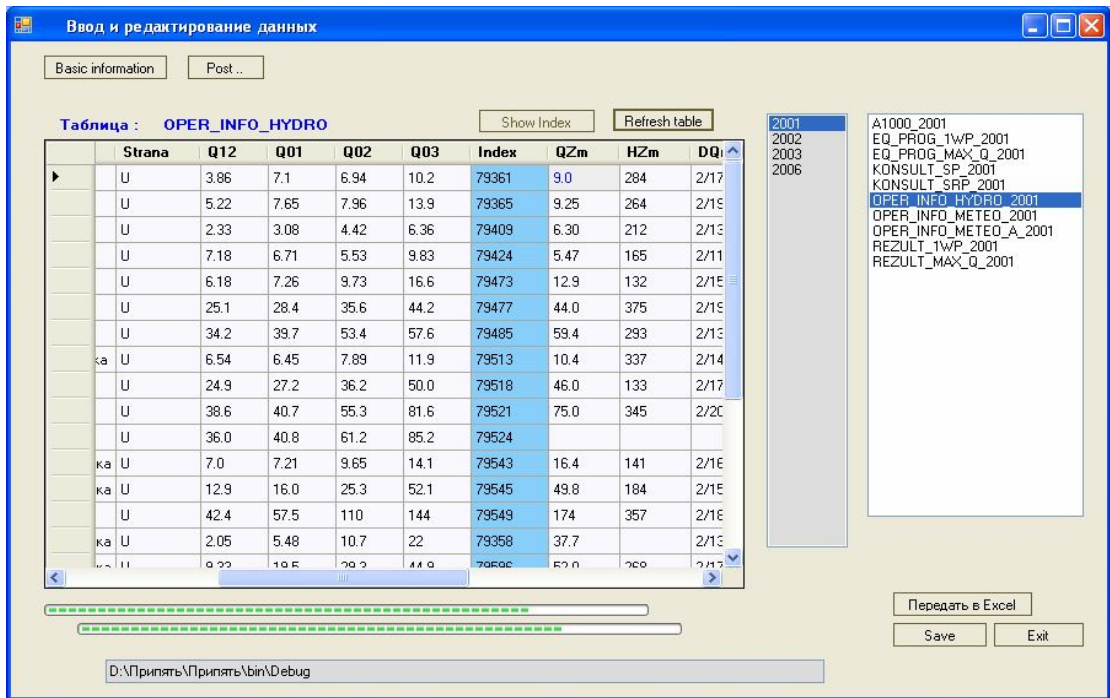


Рисунок В.4 - Вид диалогового окна «Ввод и редактирование данных» при нажатии кнопки «Оперативная гидрологическая информация»

## В.2 Порядок введения выходной гидрометеорологической информации

Введение оперативной гидрометеорологической информации в поточному році відбувається в міру надходження даних:

1) метеорологічних спостережень:

- про запаси води в сніговому покриві на кінець кожної пентади, починаючи з 20 січня, а також максимальні снігозапаси за даними метеостанцій і постів;
- про суми опадів за декаду, починаючи з третьої декади січня за даними метеостанцій і постів;
- про глибини промерзання ґрунтів на кінець кожної декади, починаючи з першої декади січня, а також максимальні глибини промерзання ґрунту за даними метеостанцій;
- про середньодекадні температури повітря, починаючи з першої декади січня за даними метеостанцій;

- 2) гідрологічних спостережень по опорних гідрологічних постах:
- середньомісячні витрати води в грудні, січні, лютому, березні;
  - максимальні витрати та рівень води зимового паводку та дата їх спостереження (для оцінки оперативного прогнозу);
  - витрата води перед весняним водопіллям за наявності зимового паводка;
  - номер місяця перед весняним водопіллям для визначення передповеневої середньомісячної витрати води при стійкій зимовій межні;
  - добавка до максимальних снігозапасів (при необхідності її введення вручну);
  - дата початку водопілля (для оцінки оперативного прогнозу);
  - дата максимальної витрати води весняного водопілля (для оцінки оперативного прогнозу);
  - максимальна витрата та рівень води весняного водопілля (для оцінки оперативного прогнозу).

### **В.3 Визначення факторів весняного водопілля**

Методи визначення гідрометеорологічних факторів, які формують максимальний стік зимово-весняного сезону, описані в розд.5.3.2 і включають:

1) розрахунок середніх на водозборах запасів води в сніговому покриві за (5.17).

За відсутності даних по окремих пунктах їх встановлюють по картах розподілу снігозапасів по території. Визначення кількості снігу з врахуванням відсотка залісеності водозбору за (5.15).

2) визначення глибин промерзання ґрунтів. За відсутності даних по окремих пунктах виконується відновлення інформації по автоматично побудованій залежності значень глибин промерзання від широти пунктів їх виміру за (5.47).

- 3) визначення індексу зволоженості басейнів за (5.40).
- 4) визначення середньої температури повітря в січні, лютому, березні.

## **В.4 Схема складання прогнозу максимальних витрат води**

### **В.4.1 Прогноз максимальних витрат води зимових паводків**

Прогнозується максимальна витрата (рівень) води зимового паводка в межах і-го водозбору:

1. Дати складання прогнозу: 20.01, 25.01, 31.01, 5.02, 10.02.
2. За синоптичною консультацією інтенсивності відлиги і розрахунків визначаються суми позитивних температур повітря за наступну після ДСП декаду за (5.37) і табл.5.3.
3. За синоптичною консультацією (опади вищі за норму, опади близькі до норми, опади нижчі за норму) і відповідними коефіцієнтами визначається сума опадів за відлигу за (5.38) і табл.5.3.
4. Розраховується водозатримуючий шар талої води під час відлиг за (5.36).
5. Розраховується шар танення снігу під час відлиги за (5.35).
6. Визначається шар водовіддачі снігу під час відлиги за (5.34).
7. Визначається сумарна кількість тало-дощової води, що формує зимовий паводок від відлиги за (5.32) і (5.33).
8. Розраховується модульний коефіцієнт  $X_3$  за (5.39).
9. Розраховується модульний коефіцієнт глибини промерзання ґрунтів перед зимовою відлигою за (5.44).
10. Розраховується індекс зволоження басейну перед зимовою відлигою за (5.40).
11. Прогноз максимальної витрати води зимового паводка:
  - а) розраховуються дискримінантні рівняння, розд.5.5.3 і табл.5.4;



б) розраховуються максимальні модульні коефіцієнти зимового паводка в залежності від знаку дискримінантних функцій  $DF$  за (5.4) і табл.5.8;

в) отримуються прогнозні значення максимальної витрати води зимового паводка за (5.67).

12.Прогнозна максимальна витрата води  $Q_{m_3}$  представляється як найбільш ймовірне її значення, отримане за методикою, так і у вигляді інтервалу прогнозних  $Q'_{m_3}$  у 20%-му діапазоні допустимої похибки.

13.Визначається інтервал забезпеченості (ймовірності) настання максимальних витрат води зимового паводка у багаторічному розрізі, як (5.70) і даними табл.5.6.

Результати прогнозів максимальних витрат води зимового паводка представляються в комп'ютерному комплексі у вигляді ділового вікна, що показано на рис. В.5.

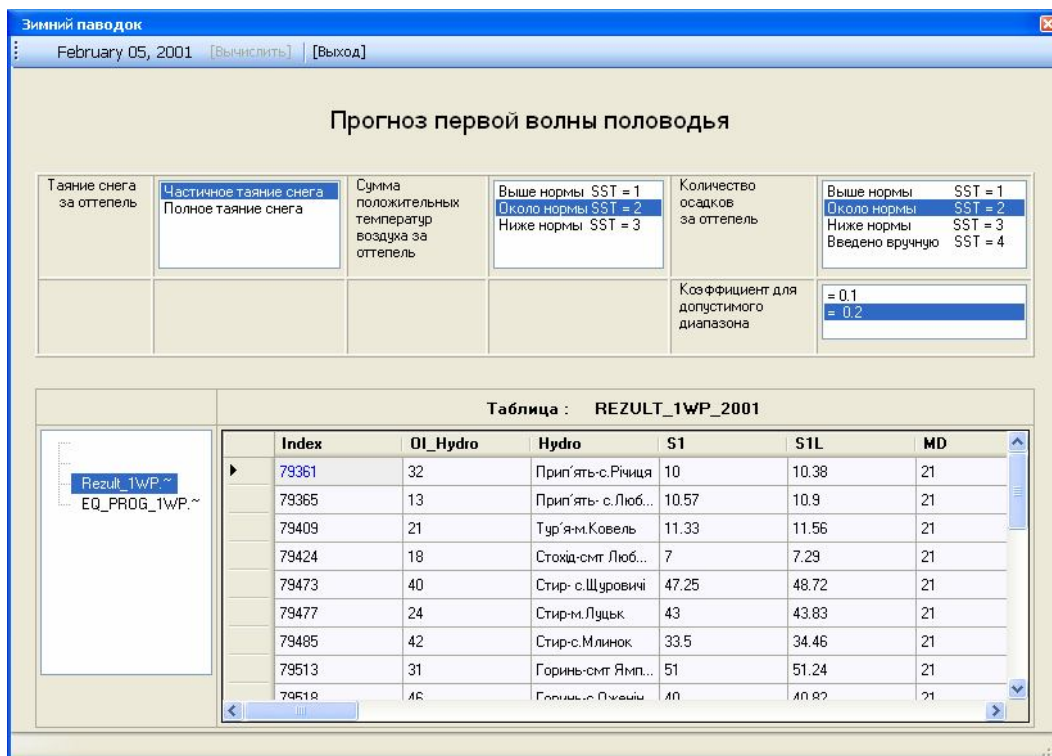


Рисунок В.5 - Видяг діалогового вікна «Результаты прогноза максимальных расходов воды зимнего паводка»

## В.4.2 Прогноз максимальних витрат води весняного водопілля

Прогнозується максимальна витрата води весняного водопілля в межах  $i$ -го водозбору:

1. Дати складання прогнозу: 31.01, 5.02, 10.02, 15.02, 20.02, 25.02, 28.02, 5.03, 10.03, 15.03, 20.03, 25.03, 31.03, 5.04, 10.04.

2. Визначаються снігозапаси та опади для прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля за (5.24).

При цьому можливий вибір варіанта розрахунку (рис. В.6)

2.1. Якщо дата складання прогнозу  $ДСП$  раніше дати максимальних снігозапасів  $Д_{Sm}$ :

а) розраховуються нормальні добавки снігу до максимальних снігозапасів  $\Delta S$  в залежності від очікуваної температури повітря періоду сніготанення (нижчої за норму, близької до норми, вищої за норму) за (5.27) і табл.5.1;

б) розраховуються за (5.24) максимальні снігозапаси, які формують весняне водопілля.

2.2. Якщо дата складання прогнозу  $ДСП$  співпадає з датою максимальних снігозапасів  $Д_{Sm}$ , то в формулі (5.24) використовуються значення  $S_m$ .

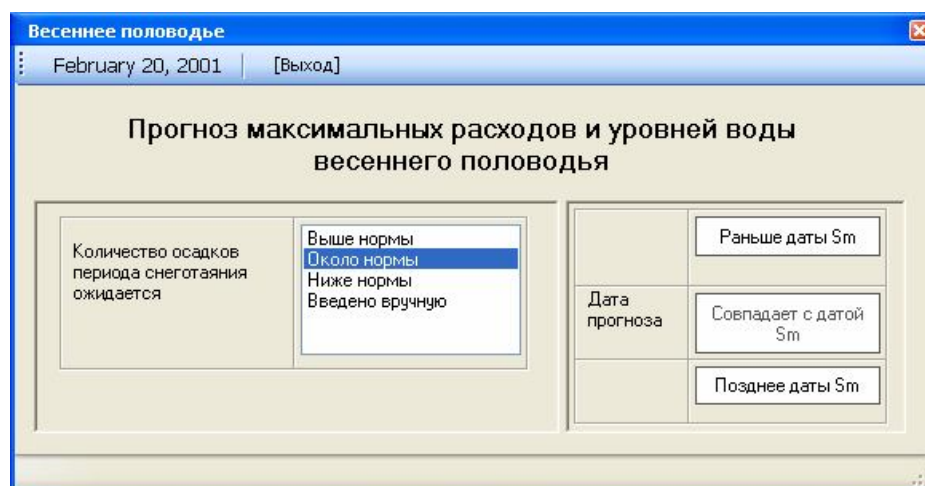


Рисунок В.6 - Діалогове вікно для вибору варіанта прогнозу максимальних витрат та рівнів води

2.3. Якщо дата складання прогнозу ДСП пізніше дати максимальних снігозапасів  $D_{Sm}$ , у (5.24) також беруться значення  $S_m$ .

3. За синоптичною консультацією (опади вищі за норму, опади близькі до норми, опади нижчі за норму) і відповідних коефіцієнтах (за формулою (5.28) і даних табл.5.2) визначається у (5.24) сума опадів періоду сніготанення.

4. Розраховується за (5.30) модульний коефіцієнт сумарної кількості тало-дошової води, що формує весняне водопілля.

5. Розраховується за (5.44) модульний коефіцієнт глибини промерзання ґрунтів перед весняним водопіллям.

6. Розраховується за (5.40) індекс передвесняного зволоження басейну – за середньою витратою води в річці.

7. Надається прогноз максимальної витрати води весняного водопілля:

а) розраховуються за (5.62) і табл.5.4 дискримінантні функції;

б) розраховуються максимальні модульні коефіцієнти весняного водопілля (за умови знаків дискримінантних рівнянь) за коефіцієнтами поліномів (5.63) і табл.5.8;

в) отримується за (5.64) прогнозне значення максимальних витрат води весняного водопілля.

8. Прогнозна максимальна витрата води  $Q_m$  представляється як найбільш ймовірне її значення, отримане за методикою, так і у вигляді інтервалу прогнозних  $Q'_m$  у 20%-му діапазоні допустимої похибки.

9. Визначається інтервал забезпеченості (ймовірності) настання максимальних витрат води весняного водопілля у багаторічному розрізі у вигляді (5.70) і даними табл.5.6.

Результати прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля представляються в комп'ютерному комплексі у вигляді ділового вікна на рис.В.7.

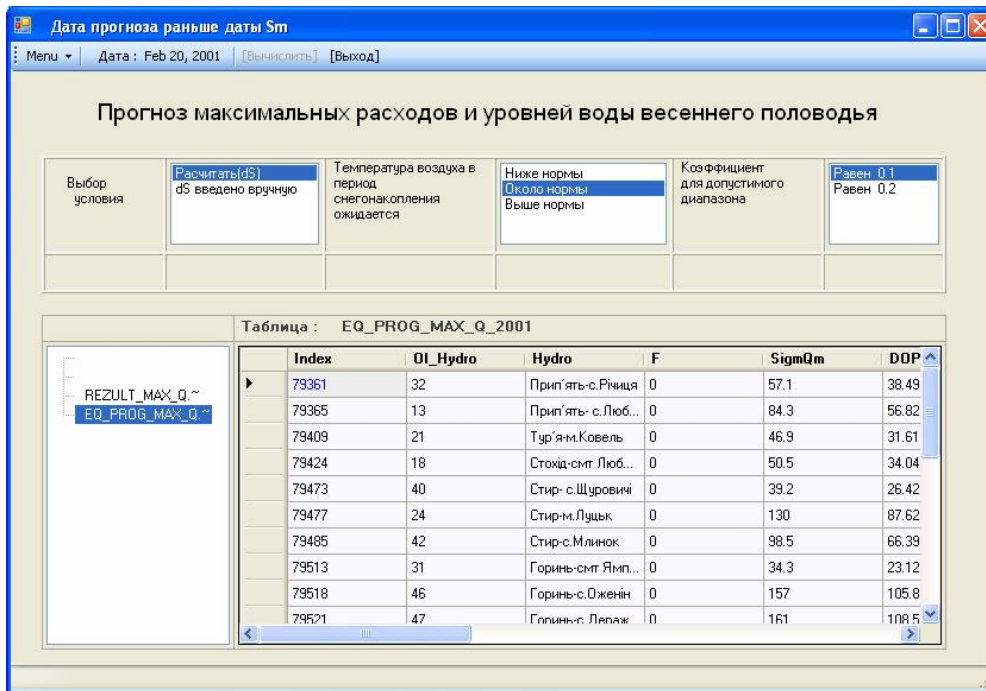


Рисунок В.7 - Вигляд діалогового вікна «Результаты прогноза максимальных расходов воды весеннего половодья» в дату выпуска прогнозу до моменту настання максимальних снігозапасів

## В.5 Схема складання прогнозу максимальних рівнів води весняного водопілля та зимового паводка, їх представлення в комп'ютерному комплексі

1. Прогноз максимальних рівнів води весняного водопілля  $H_m$  виконується по спрогнозованих  $Q_m$  за кривими витрат води  $H = f(Q)$  для  $i$ -го водозбору.

2. Представлення максимальних рівнів води весняного водопілля ( $H_m$ , см) в комп'ютерному комплексі здійснюється у вигляді:

а) інтервалу прогнозних максимальних рівнів води весняного водопілля  $H_m$  у 20%-му діапазоні допустимої похибки;

б) модульного коефіцієнта відносно

- середнього багаторічного значення максимального рівня води весняного водопілля ( $H_0$ , см) як

$$k_{H_m} = H_m / H_0 ;$$

- максимального за багаторічний період ( $H_{mm}$ , см) як

$$k_{H_{mm}} = H_m / H_{mm} ;$$

- рівня виходу води на заплаву ( $H_{зп}$ , см) як

$$k_{H_{зп}} = H_m / H_{зп} ;$$

- критичних відміток небезпечних явищ ( $H_{ня}$ , см) як

$$k_{H_{ня}} = H_m / H_{ня} ;$$

- стихійних гідрологічних явищ ( $H_{сгя}$ , см) як

$$k_{H_{сгя}} = H_m / H_{сгя} .$$

Значення модульних коефіцієнтів (більше, менше або на рівні одиниці) дозволяє визначити знак та величину відхилення очікуваного рівня води на річках від середньобагаторічних показників, що корисно при оцінці ступеня небезпечності весняних явищ.

## **В.6 Схема складання прогнозу дат початку і максимальних витрат води весняного водопілля, визначення завчасності прогнозу**

1. Прогноз дати початку весняного водопілля здійснюється в дату максимальних снігозапасів  $D_{Sm}$  за схемою (6.6):

а) визначення середньої на  $i$ -му водозборі дати максимальних снігозапасів за даними  $j$ -х метеостанцій;

б) встановлення за метеопрогнозом середньої температури повітря в першу декаду після дати настання максимальних снігозапасів  $D_{Sm} - \theta_1^{\circ}C$  ;

в) розрахунок тривалості водозатримки води снігом – кількість діб від  $D_{Sm}$  до дати початку водопілля за (6.21);

г) прогноз дати початку весняного водопілля за формулою (6.6).

2. Прогноз дати максимальних витрат весняного водопілля здійснюється в дату початку водопілля  $D_e$  за схемою (6.11):

а) встановлення за метеопрогнозом температури повітря в першу декаду після дати початку весняного водопілля  $D_e - \theta_2^{\circ}C$ ;

б) розрахунок тривалості підйому весняного водопілля  $t_n$ - за (6.24);

в) прогноз дати максимальної витрати води весняного водопілля  $D'_{Qt}$  за (6.11) або (6.12).

3. Визначення завчасності прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля, як різниці дат: від строку складання прогнозу до дати настання явища, що прогнозується.

В комп'ютерному комплексі прогнозування дат початку водопілля та проходження його максимальних витрат чи рівнів води представляється у вигляді ділового вікна (рис. В.8).

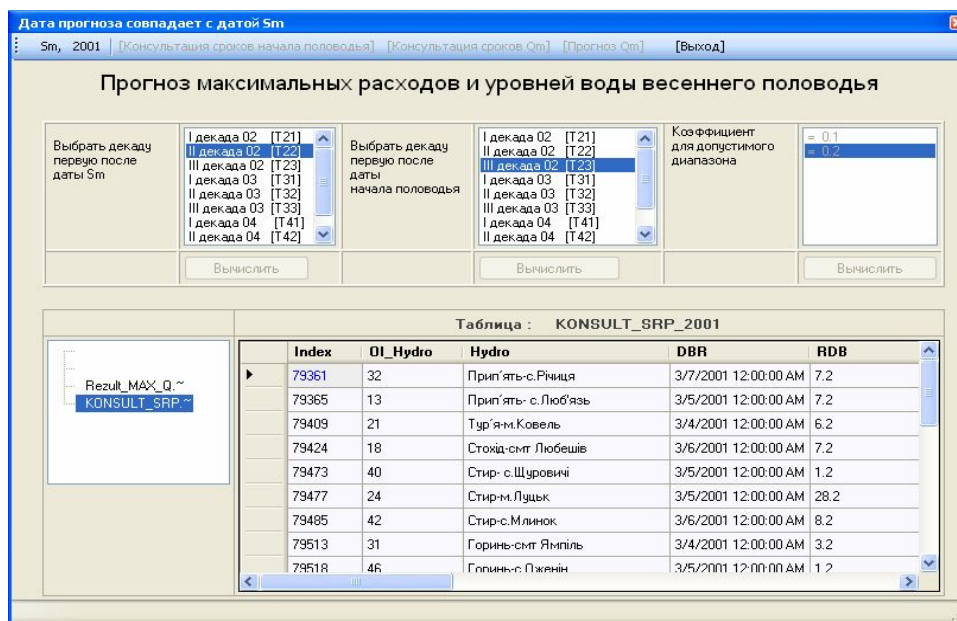


Рисунок В.8 - Видіалогового вікна «Результаты прогноза дат начала и прохождения максимальных расходов воды весеннего половодья» в дату настання максимальних снігозапасів

## В.7 Форма представлення прогнозу

По прогнозних значеннях максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля  $k_q$  та їх забезпеченості  $P\%$  будується карто-схема розподілу цих величин по території басейну Прип'яті шляхом віднесення значень  $k_q$  і  $P\%$  до геометричних центрів тяжіння опорних водозборів і проведення ізоліній комп'ютерними засобами на основі аналізу гідрометеорологічної ситуації на водозборах. Приклад таких карто-схем при прогнозі максимальних витрат води весняного водопілля 2010 р. в басейні р. Прип'ять (при складанні прогнозу в дату накопичення максимальних снігозапасів – 20 лютого) наведений на рис. В.9 та В.10.

Так, формування весняного водопілля 2010 р. відбувалося у вкрай складних умовах. Водопілля формувалося при значних снігозапасах і проходило двома хвилями (п.5.4.5). Другий максимум майже на всіх річках басейну перевищував перший і був обумовлений таненням основних снігозапасів, що накопичилися за зимовий період, та снігу, що випав у період похолодання в першій-другій декадах березня (але в основному в південно-східній частині розглядуваної території). Найвищим водопілля прогнозувалося в верхній течії рр. Прип'ять та Птич (при значеннях максимальних модульних коефіцієнтів  $k_q=1.5-2.9$ ), в центральній частині території максимума водопілля очікувалися на рівні норми ( $k_q=1.0$ ), а в південній і південно-східній частині – вони прогнозувалися майже у два рази нижчими за норму ( $k_q=0.59-0.33$ ).

Карто-схеми ймовірності настання у багаторічному розрізі максимальних витрат води водопілля 2010 р. (рис. В.10) відповідають значенням  $P\%$  5-10 і 10-20% відповідно до формування високих водопіль в верхів'ях Прип'яті і Птичі, 30-40% - для близьких до норми в центральній частині та 70-80% - для максимумів нижчих за норму в басейнах рр. Горинь, Случ, Тетерів, Ірша, Ірпінь.

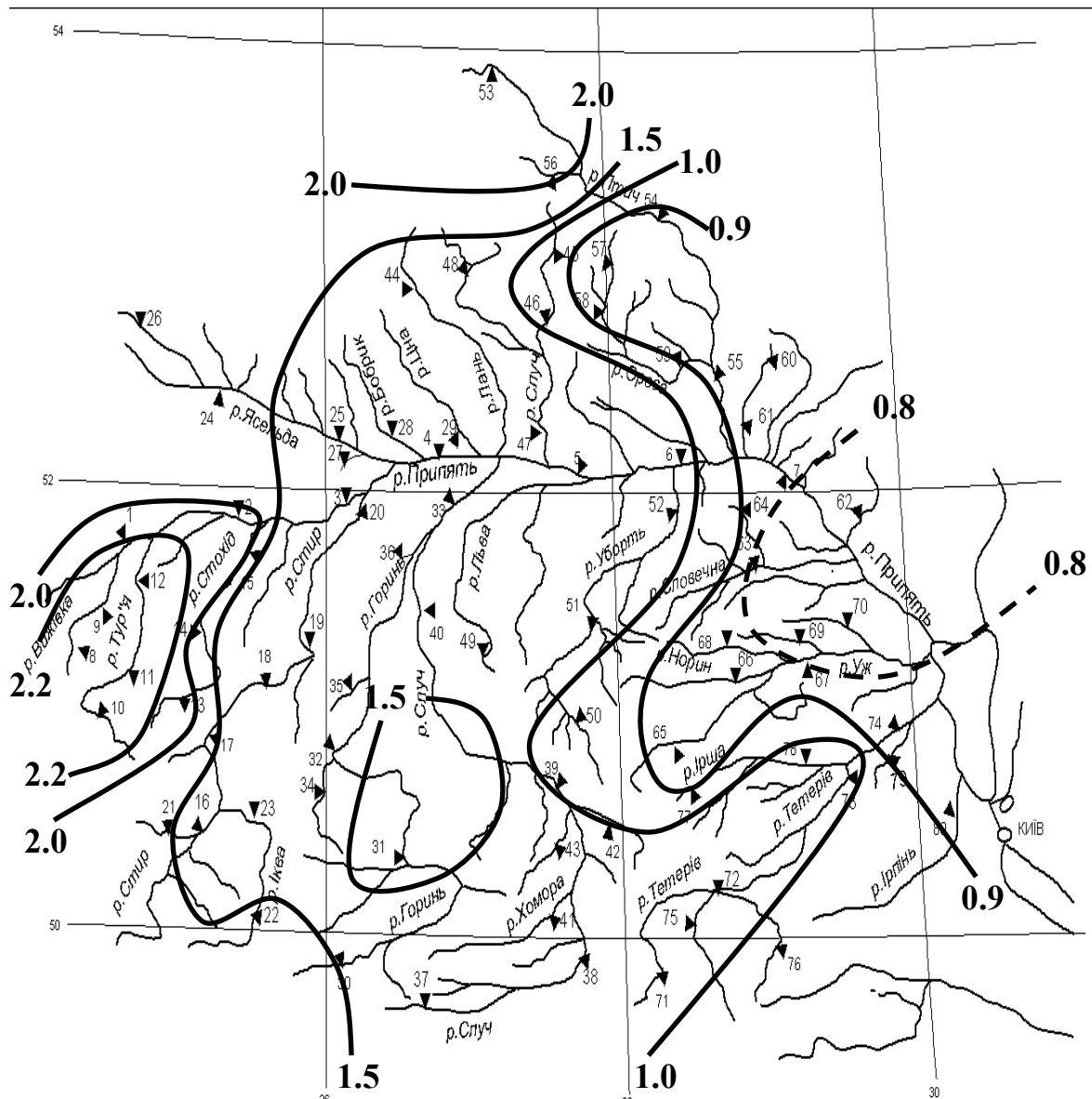


Рисунок В.9 – Розподіл по території басейну Прип'яті та правих приток Середнього Дніпра прогнозних значень максимальних модульних коефіцієнтів весняного водопілля 2010 р.  
(випуск прогнозу в дату настання максимальних снігозапасів – 20 лютого)





Аналогічним чином будуються карти дат початку ( $D'_e$ ) і максимальних витрат (рівнів) води ( $D'_{Q_m}$ ) весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.

Крім того, доцільною є оцінка відхилення дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля у поточному році від середніх багаторічних дат за (6.15) та (6.16), як

$$\Delta D_e = D'_e - (D_e)_0;$$

$$\Delta D_{Q_m} = D'_{Q_m} - (D_{Q_m})_0,$$

де  $\Delta D_e$  і  $\Delta D_{Q_m}$  - відхилення очікуваних дат початку водопілля  $D'_e$  і максимальних витрат (рівнів) води  $D'_{Q_m}$  у поточному році від середніх багаторічних дат  $(D_e)_0$  і  $(D_{Q_m})_0$ .

## **В.8 Оцінка якості довгострокових прогнозів максимальних витрат (рівнів) води зимового паводка та весняного водопілля, строків проходження водопілля**

Оцінка якості складених прогнозів максимальних витрат (рівнів) води здійснюється після отримання спостережених величин витрат і рівнів води в межах  $i$ -х водозборів.

1. Для оцінки якості прогнозу максимальних витрат (рівнів) води зимового паводка  $Q'_{mз}$  і весняного водопілля  $Q'_m$  здійснюються:

а) встановлення допустимої похибки прогнозу  $\delta_{дон}$  ( $\text{м}^3/\text{с}$ , см), яка визначається за багаторічним рядом спостережень за максимальними витратами (рівнями) води весняного водопілля на річках або для  $Q_m$  розраховується за формулою (5.77);

б) розрахунок похибки поточного прогнозу  $\delta$  ( $\text{м}^3/\text{с}$ , см);

в) розрахунок критерію якості прогнозу -  $\delta / \delta_{дон}$ .

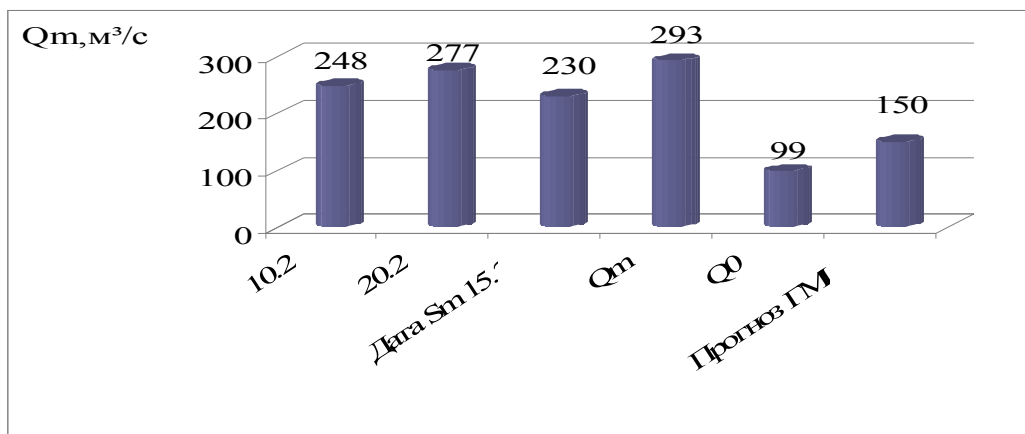
Прогноз вважається справджуваним, якщо відношення  $\delta / \delta_{дон} \leq 1.0$ .

При прогнозуванні максимальних витрат та рівнів води весняного водопілля 2010 р. оцінка прогнозів ускладнювалась у зв'язку з несталими умовами формування водопілля цього року. Як вказувалося у п.5.4.5, водопілля пройшло однією або двома хвилями при поверненні холоду в період формування максимальних витрат та рівнів води, припиненні танення снігу і при повторному його накопиченні у першій декаді березня. При одновершинній формі гідрографа водопілля (як, наприклад, на р. Прип'ять-с.Люб'язь) оцінка прогнозу є задовільною, що можна бачити на діаграмі (рис.В.11) і (рис.В.12). Як правило перший максимум водопілля спостерігався нижчим за другий, а отримані за прогнозом значення  $Q'_m$  та  $H'_m$  (в дату 20 лютого) були вищими, ніж спостережені. Прогноз максимальних витрат та рівнів води, що був складений 15 березня, дає близькі до спостережених (максимум другої хвилі водопілля) результати (рис. В.13-В.14).

2. Оцінка якості складених прогнозів дат початку та максимальних витрат води весняного водопілля здійснюється після настання цих дат в межах  $i$ -х водозборів, як розрахунок відхилення  $D'_g$  і  $D'_{Q_m}$  від спостережених дат  $D_g$  і  $D_{Q_m}$  за (6.18) і (6.19) відповідно.

Прогноз вважається справджуваним якщо  $\delta \leq \delta_{дон}$ , д.

а)



б)

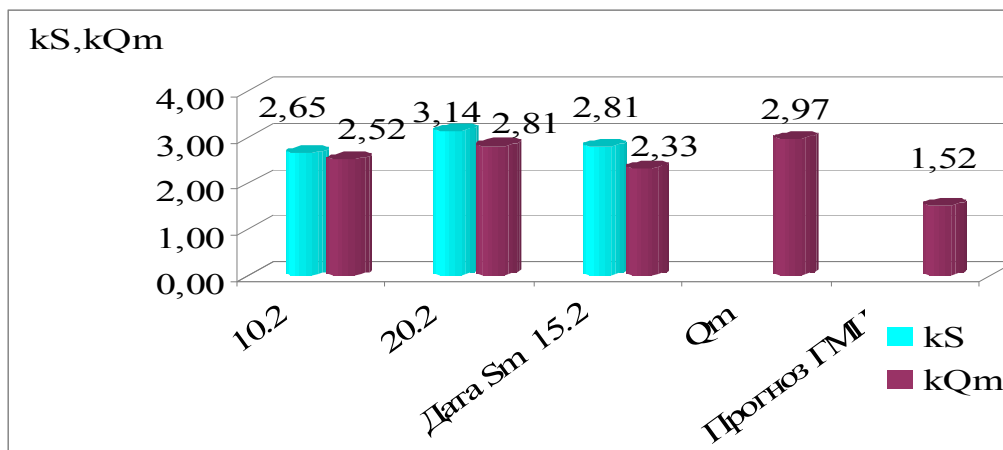


Рисунок В.11 – Оцінка прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля 2010 р. на р.Прип'ять-с.Люб'язь

а) у фактичних величинах; б) у модульних коефіцієнтах.

Умовні позначення:

10.2;20.2;дата  $S_m$  -15.2 – дати складання прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля;

$S$  – значення максимальних снігозапасів, розрахованих з урахуванням нормальної добавки снігу на дату складання прогнозу;

$Q_0$  і  $Q_m$  – середньобогаторічне значення і спостережена величина максимальної витрати води водопілля;

прогноз ГМЦ – значення максимальної витрати води водопілля, отримане за прогнозом Гідрометцентру.

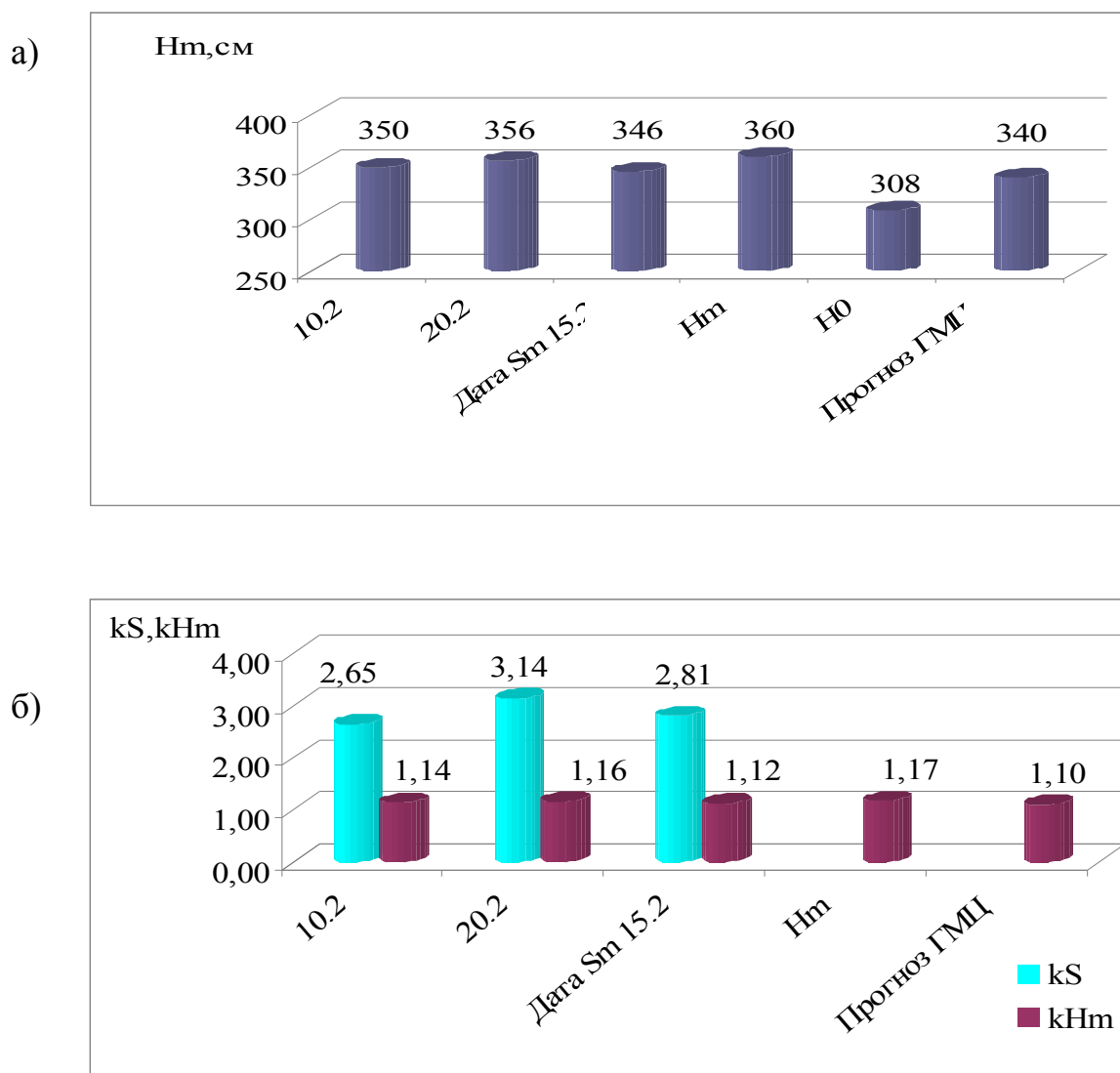


Рисунок В.12 – Оцінка прогнозу максимальних рівнів води весняного водопілля 2010 р. на р.Прип'ять-с.Люб'язь  
а) у фактичних величинах; б) у модульних коефіцієнтах.

Умовні позначення:

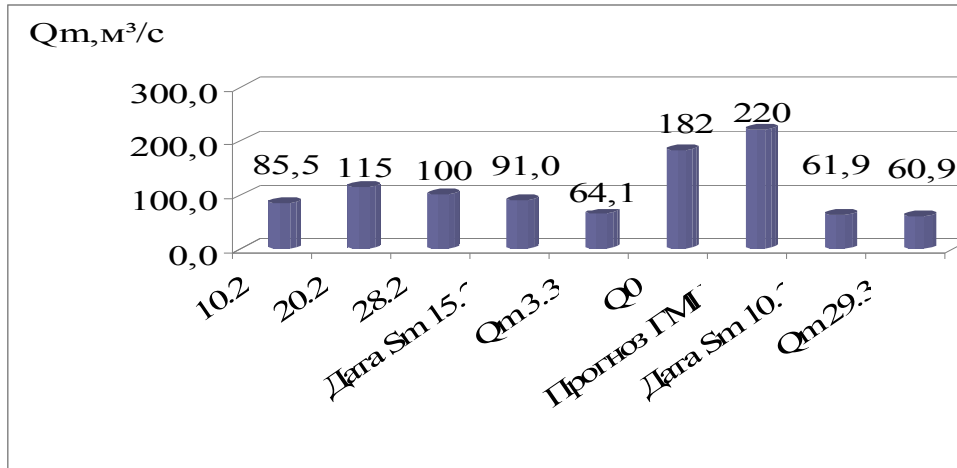
10.2; 20.2; дата  $S_m$  -15.2 – дати складання прогнозу максимальних рівнів води весняного водопілля;

$S$  –значення максимальних снігозапасів, розрахованих з урахуванням нормальної добавки снігу на дату складання прогнозу;

$H_0$  і  $H_m$  – середньобагаторічне значення і спостережена величина максимального рівня води водопілля;

прогноз ГМЦ – значення максимального рівня води водопілля, отримане за прогнозом Гідрометцентру.

а)



б)

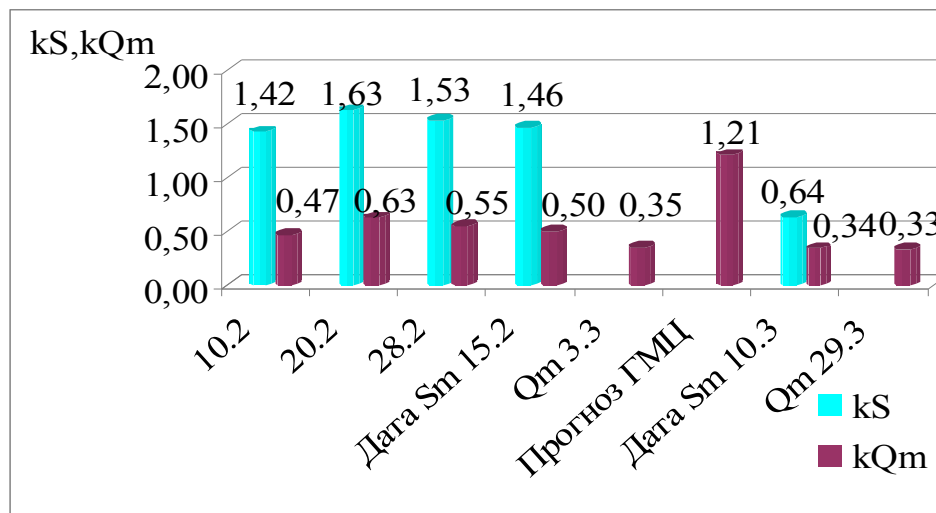


Рисунок В.13 – Оцінка прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля 2010 р. на р. Горинь-с.Оженін  
а) у фактичних величинах; б) у модульних коефіцієнтах.

Умовні позначення:

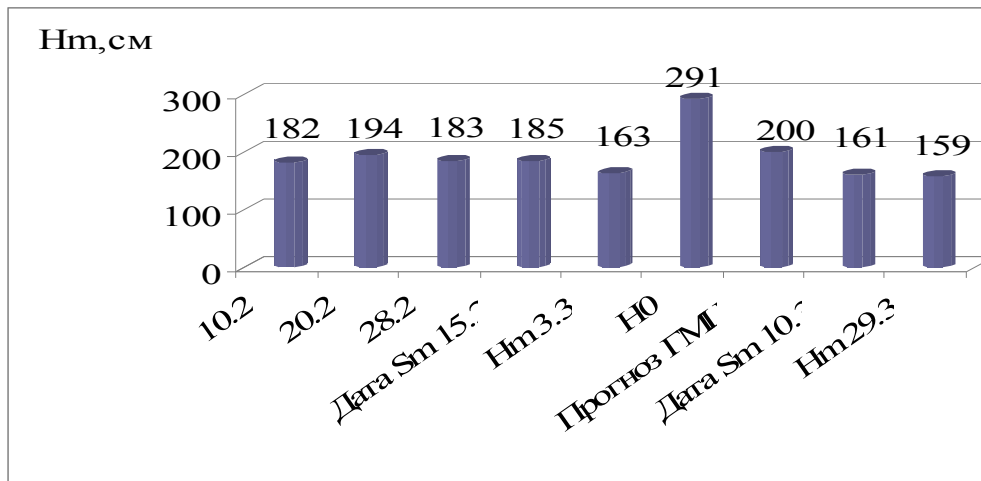
10.2;20.2;28.2;дата  $S_m$ -15.2, 15.3 – дати складання прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля;

$S$  –значення максимальних снігозапасів, розрахованих з урахуванням нормальної добавки снігу на дату складання прогнозу;

$Q_0$  і  $Q_m$  – середньобагаторічне значення і спостережена (в різні дати) величина максимальної витрати води водопілля;

прогноз ГМЦ – значення максимальної витрати води водопілля, отримане за прогнозом Гідрометцентру.

а)



б)

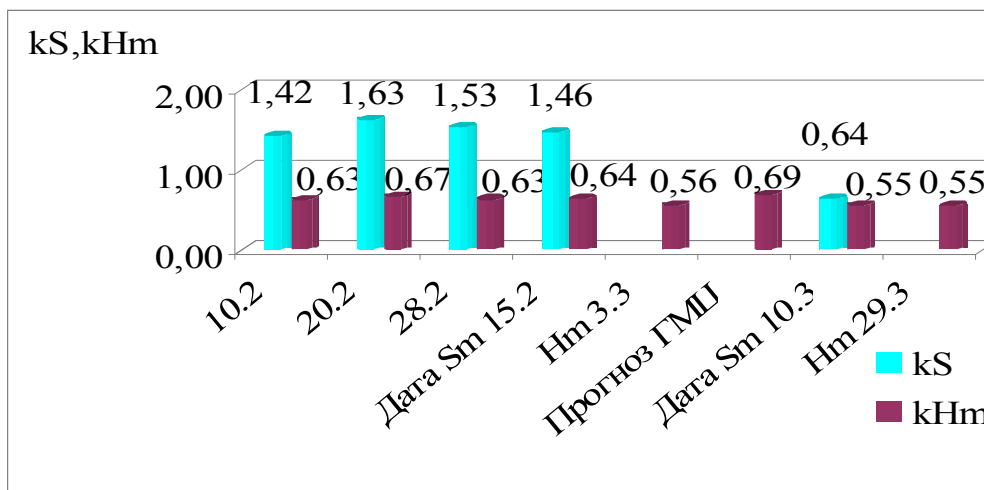


Рисунок В.14 – Оцінка прогнозу максимальних рівнів води весняного водопілля 2010 р. на р. Горинь-с.Оженін

а) у фактичних величинах; б) у модульних коефіцієнтах.

Умовні позначення:

10.2;20.2;28.2;дата  $S_m$ -15.2,15.3 – дати складання прогнозу максимальних рівнів води весняного водопілля;

$S$  – значення максимальних снігозапасів, розрахованих з урахуванням нормальної добавки снігу на дату складання прогнозу;

$H_0$  і  $H_m$  – середньобаторічне значення і спостережена (в різні дати) величина максимального рівня води водопілля;

прогноз ГМЦ – значення максимального рівня води водопілля, отримане за прогнозом Гідрометцентру.

## **9 Схема прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля по карто-схемах максимальних модульних коефіцієнтів та їх забезпеченостей**

1. З карто-схем прогнозних величин максимальних модульних коефіцієнтів  $k_q$  (рис. 9) та їх забезпеченості  $P\%$  (рис. 10) для геометричного центру тяжіння будь-якого водозбору басейну р. Прип'ять та правих приток Середнього Дніпра знімаються очікувані значення  $k_q$  і  $P\%$ .

2. Визначення максимальних витрат води весняного водопілля здійснюється за (5.64)

$$Q_m = k_q \cdot q_0 \cdot F = k_q \cdot Q_0,$$

де  $F$  – площа водозбору, км<sup>2</sup>;

$q_0(Q_0)$  – середньо багаторічне значення максимального модуля (м<sup>3</sup>/(с·км<sup>2</sup>)) чи витрати води (м<sup>3</sup>/с) весняного водопілля.

Розрахунок останньої в прогнозній схемі ведеться:

- за наявності тривалих гідрологічних спостережень на річках  $q_0$  визначається як середнє арифметичне значення за (5.12);

- за відсутності гідрологічних спостережень на річках  $q_0$  розраховується за моделлю одномодального типового гідрографа водопілля за (5.57) і рекомендаціями, що наведені у розд.3 та 4.



*Наукове видання*

**Гопченко Євген Дмитрович, Овчарук Валерія Анатоліївна,  
Шакірзанова Жаннетта Рашидівна**

**РОЗРАХУНКИ ТА ДОВГОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ХАРАКТЕРИСТИК  
МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.  
ПРИП'ЯТЬ**

Монографія

Підп. до друку                      Формат 60x84/16   Папір офс.  
Умовн. друк. арк.                      Тираж                      Зам. №  
Надруковано з готового оригінал-макета

---

Одеський державний екологічний університет  
65016, Одеса, вул.Львівська, 15

---

Підприємство “ТЭС”, (0482)-42-90-98