

Є.Д. ГОПЧЕНКО
М.П. ПОГОРЕЛОВА

**НОРМУВАННЯ РОЗРАХУНКОВИХ
ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ
В БАСЕЙНІ РІЧКИ ПРИП'ЯТЬ НА
БАЗІ ФОРМУЛИ ОБ'ЄМНОГО ТИПУ**

Монографія



Одеса
ТЕС
2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Є.Д. ГОПЧЕНКО, М.П. ПОГОРЕЛОВА

**НОРМУВАННЯ РОЗРАХУНКОВИХ
ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ
В БАСЕЙНІ РІЧКИ ПРИП'ЯТЬ НА
БАЗІ ФОРМУЛИ ОБ'ЄМНОГО ТИПУ**

Монографія

Рекомендовано до друку рішенням
Вченої ради Одеського державного
Екологічного університету Міністерства
Освіти і науки України
(протокол № 9 від 26.10.2017)

Одеса
ТЕС
2018

ББК 26.22
Г66
УДК 556.166

Друкується за рішенням Вченої Ради Одеського державного екологічного університету (протокол 3 (від 26.10.2017))

Рецензенти:

*Доктор географічних наук, професор Світличний О.О.,
кандидат географічних наук, доцент Андреевська Г.М.*

Г66 Гопченко Євген Дмитрович

Нормування розрахункових характеристик весняного водопілля в басейні річки Прип'ять на базі формули об'ємного типу : монографія /
Є.Д. Гопченко, М.П. Погорелова; Одеса: ТЕС, 2018. – 135 с.
ISBN 978-617-7337-95-8

Монографія присвячена актуальній проблемі, пов'язаній з нормуванням розрахункових характеристик максимального стоку весняної повені у басейні р. Прип'ять. На основі геометричної моделі об'ємного типу теоретично обґрунтовується варіант розрахункової схеми і його реалізація. Структурна база формули передбачає визначення трьох складових: розрахункових модулів схилового припливу, коефіцієнтів трансформації форми гідрографів стоку і коефіцієнтів русло-заплавного регулювання, які відносяться до невимірюваних параметрів. Обґрунтована методика доведена до практичного використання. Науково-методична база може бути поширена і на інші регіони, причому не лише для нормування характеристик весняної повені, але і дощових паводків.

Монография посвящена актуальной проблеме, связанной с нормированием расчетных характеристик максимального стока весеннего половодья в бассейне р. Припять. На основе геометрической модели объемного типа теоретически обосновывается вариант расчетной схемы и его реализация. Структурная база формулы предусматривает определение трех составляющих: расчетных модулей склонового притока, коэффициентов трансформации формы гидрографов стока и коэффициентов русло-пойменного регулирования, которые относятся к неизменяемым параметрам. Обоснованная методика доведена до практического использования. Научно-методическая база может быть распространена и на другие регионы, причем не только для нормирования характеристик весеннего половодья, но и дождевых паводков.

This monograph is devoted to the substantial problem, related to setting of norms of calculation descriptions of maximal flow of spring tide in a pool of Pripyat. On the basis of geometrical model of by volume type the variant of calculation chart and his realization are justified in theory. The formula's structural base envisages the determination of three constituents : calculation modules of slope inflow, coefficients of transformation of form of flow's chirographers' and coefficients of *channel-floodplain* adjustment that belong to the immeasurable parameters. Justified methodology is taken to the practical use. Besides, scientifically-methodical base can be also applied for another regions, not only for setting of norms of descriptions of spring tide but in addition for rain floods.

ISBN 978-617-7337-95-8

ББК 26.22

© Одеський державний екологічний університет, 2018

ЗМІСТ

Вступ.....	5
1 Фізико-географічна характеристика басейну р. Прип'ять.....	6
1.1 Рельєф і геологічна будова.....	6
1.2 Карст.....	9
1.3 Ґрунти та рослинність.....	10
1.4 Кліматичні умови.....	15
1.4.1 Температура повітря.....	16
1.4.2. Опади.....	19
1.5 Підземні води.....	21
1.6 Гідрологічна вивченість.....	23
1.7 Водний режим річки.....	27
2 Методи розрахунку максимальних витрат води весняного водопілля	32
2.1 Редукційні формули.....	32
2.2 Формули, що засновані на теорії руслових ізохрони.....	43
2.3 Методи розрахунку максимального стоку, що застосовуються за кордоном.....	57
3 Статистичний аналіз часових рядів шарів стоку і максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	60
3.1. Найбільш поширені криві розподілу, що використовуються в гідрології.....	60
3.2 Методи визначення статистичних параметрів розподілу випадкових величин.....	65
3.2.1 Метод моментів.....	65
3.2.2. Метод найбільшої правдоподібності.....	68
3.2.3. Точність обчислення оцінок статистичних параметрів, розрахованих з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності.....	70
3.3 Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	72
3.4 Статистична обробка часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	76
3.5 Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	78

4 Нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	83
4.1 Використання структури об'ємних формул для побудови розрахункових схем максимального стоку.....	83
4.2 Методика, що пропонується для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті.....	86
4.3 Трансформація форми гідрографів стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті.....	89
4.3.1 Обґрунтування коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку.....	91
4.3.2 Просторове узагальнення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового і схилового стоку. Коефіцієнти трансформації гідрографів руслового і схилового стоку.....	92
4.4. Розрахункові модулі схилового припливу весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.....	94
4.4.1 Нормування розрахункових шарів стоку весняного водопілля.....	94
4.4.2 Коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу.....	95
4.4.3 Обґрунтування розрахункової тривалості схилового припливу і коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання весняних водопіль в басейні Прип'яті.....	95
4.4.4 Просторове узагальнення розрахункової тривалості схилового припливу в період весняного водопілля.....	98
4.5 Зарегульованість максимального стоку весняного водопілля озерами, водосховищами і ставками проточного типу.....	103
4.6 Перевірочні розрахунки за базовою формулою.....	106
4.7 Узагальнено-спрощений варіант розрахункової формули максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті.....	109
Висновки.....	114
Список використаних джерел.....	117
Додатки.....	125

ВСТУП

Максимальний стік є однією з базових характеристик при вирішенні питань, пов'язаних з будівництвом і експлуатацією гідротехнічних споруд в долинах і руслах гідрографічної мережі, при здійсненні заходів протипаводкового захисту населених пунктів, промислових і сільськогосподарських об'єктів. Великий внесок у вирішення проблеми нормування максимального стоку в Україні належить представникам київської (засновником якої по праву вважається А.В. Огієвський) та одеської (яка сформувалась під керівництвом А.М. Бефані) наукових гідрологічних шкіл. Запропоновані ними розробки в області максимального стоку широко використовуються в практиці проектування водогосподарських об'єктів.

Основною метою монографічного дослідження є наукове обґрунтування і практична реалізація більш досконалої, порівняно з діючими на сьогодні в Україні, методики для визначення розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля на території правобережжя р. Прип'ять.

Вона базується на геометричній моделі гідрографів водопіль.

Розроблена і реалізована на регіональному рівні науково-методична база для визначення параметрів розрахункової моделі, у тому числі й за умов відсутності безпосередніх спостережень за окремими її складовими (тривалістю схилового припливу талих вод до руслової мережі і коефіцієнтами русло-заплавного зарегулювання водопіль).

При цьому вдосконалено науково-методичну базу для врахування впливу факторів схилового і руслового стоку на розрахункові параметри водопіль. На сучасних матеріалах спостережень за максимальним стоком весняного водопілля (за період до 2010 року) уточнені розрахункові характеристики часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку.

Точність методики встановлена на рівні $\pm 16,5\%$, що відповідає точності вихідної інформації по максимальному стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті та вимогам чинних нормативних документів.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БАСЕЙНУ Р.ПРИП'ЯТЬ

1.1.Рельєф і геологічна будова

Серед приток Дніпра найважливіше місце належить Прип'яті – річці, яка в місті впадіння у Дніпро не набагато поступається йому за своєю водністю. Площа басейну річки становить 121 тис.км², довжина – 761 км. На українську (правобережну) частину басейну р. Прип'ять припадає 57%, на білоруську – 43% площі водозбору [1]. Басейн Прип'яті в межах України (рис. 1.1) охоплює декілька орографічних областей – Придніпровську або Правобережну височину, північну частину Подільської височини, Поліську низовину (Волинське і Житомирське Полісся).

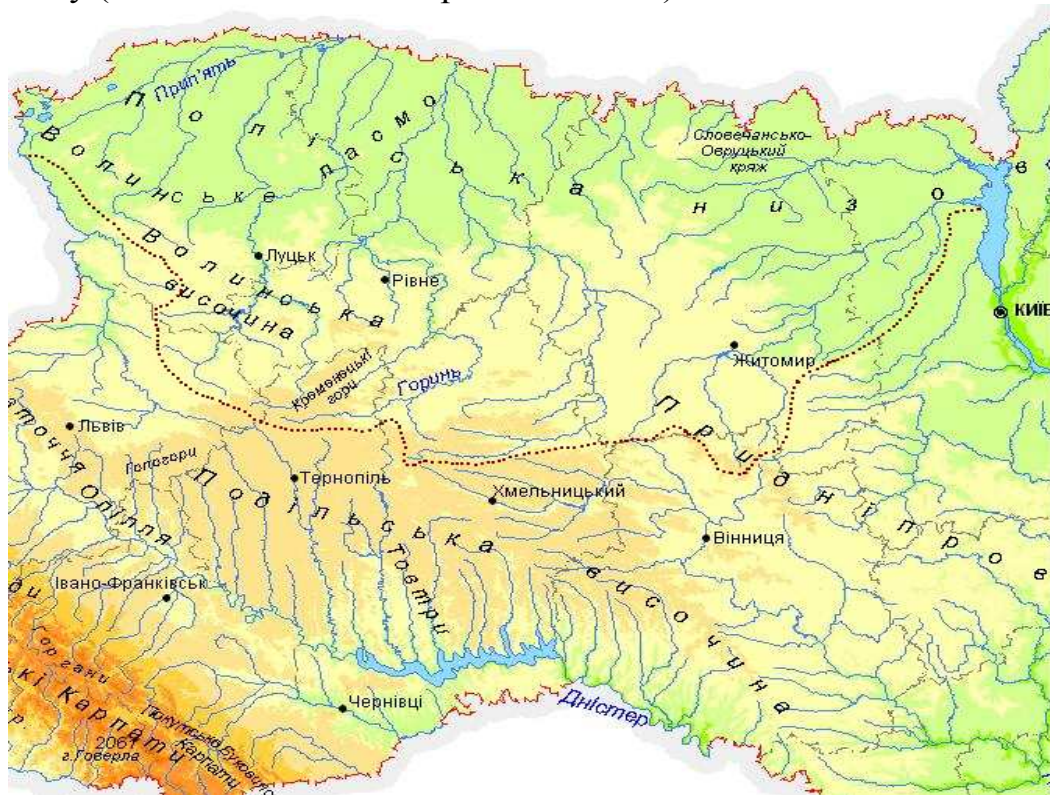


Рис. 1.1 - Карта-схема фізико-географічного положення правобережної частини басейну р. Прип'ять [2]

Морфологічні риси поверхні басейну р. Прип'ять (глибина розчленування, розподіл висот, ступінчастість рельєфу) знаходяться в тісній залежності від геологічної будови.

Сучасний рельєф басейну р. Прип'ять представлений переважно плоскими і спадистохвильними низинами і рівнинами, річковими долина-

ми і окремими масивами гляцево-моренних утворень. Глибина розчленування зазвичай не перевищує 5 м і тільки місцями, в районі розташування височин, може досягати 50 м і більше.

Основним рельєфоутворюючим чинником цієї території є діяльність середньоантропогенних льодовиків – Дніпровського і Сожського. Створений у той час льодовиковий рельєф був перетворений ерозійною діяльністю тимчасових і постійних потоків, еоловими і гравітаційними, карстовими процесами. Останнім часом важливим рельєфоутворюючим чинником стала антропогенна діяльність людини, яка призводить до зміни природного рельєфу, створення великої кількості штучних ставків, кар'єрів, гребель, каналів тощо.

Рельєфотвірними породами тут є відклади антропогенного і голоценового віку, які представлені флювіогляціальними, озерно-алювіальними, алювіальними, моренними, болотистими генетичними типами. Значний вплив на рельєф створила літологія доантропогенних порід, особливо моренокрейдянних товщ, які супроводили утворення карстових форм [3-5].

У дольодовиковий час рельєф ложа антропогенної товщі являв собою похоронену рівнину з відносно рівною поверхнею на заході, більше піднесену і розчленовану – на північному сході. Найголовнішими процесами, які вплинули на формування сучасного рельєфу, є: діяльність льодовиків четвертичного періоду, талих вод льодовиків, атмосферних опадів і вітру.

На правобережній височині максимальні відмітки поверхні приурочені до Казатинської вододільної височини, зі схилів якої беруть початок річки Тетерів, Гнилоп'ять, Гуйва. Ця височина відповідає максимальному підняттю порід докембрійського віку.

У північному, східному і південно-східному напрямках відмітки поверхні поступово знижуються.

На півночі Правобережна височина переходить в Поліську низовину. Межа між ними відповідає північній межі суцільного поширення лесових порід і проходить по лінії Шепетівка-Полонне-Чуднів-Житомир-Фастів-Київ.

У західному напрямі Правобережна височина переходить в Подільську височину, основна частина якої дронується лівими притоками Дністра; у північно-східній частині височини протікають річки Случ і Горинь (праві притоки Прип'яті), а на північно-західному схилі бере початок р. Стир та її права притока – Іква. Подільська височина в межах басейну Дніпра має максимальні відмітки поверхні до 407 м.

Річки Іква та Стир перетинають східну частину Малопопільської (Бузько-Стирської) рівнини – велику відносно знижену область, що розмежовує Подільську височину (на півдні) і Волинську височину (на півно-

чі). Ця неглибоко розчленована рівнина має відмітки поверхні приблизно 230-240 м. Рівнинний характер поверхні, поширеність піщаних масивів і значна заболоченість стали основою для порівняння її з Поліссям.

Волинська височина витягнута в широтному напрямі і перерізається долинами р. Стир (з притокою Іква) і р. Горинь. Відмітки поверхні тут становлять 240-250 м, в межах Мизоцького кряжу – до 341 м, глибина врізу річкових долин досягає 60-70 м (зазвичай близько 50 м).

Як вже відзначалося вище, Поліська низовина складається з декількох частин, кожна з яких має свої особливості. Загальними рисами Полісся є порівняно рівна, часто заболочена поверхня, неглибоко врізані, широко меандруючі річкові долини, велике поширення пісків, що утворюють своєрідні форми рельєфу [3,4].

Абсолютні відмітки поверхні Волинського Полісся досягають 220 м, але в середньому знаходяться в межах 200 м (поверхня усього прип'ятського і правобережного Полісся нахилена на північ, до долини Прип'яті).

Центральне Полісся є найвище піднесеною, краще дренованою, менш заболоченою і більш глибоко розчленованою частиною Полісся. Абсолютні відмітки поверхні в південній частині становлять 220-240 м, в північній – 160-180 м. Різко виділяється Словечансько-Овруцький кряж – витягнута в широтному напрямі височина, яка піднімається над навколишньою місцевістю на 55-65 м.

Складну взаємодію екзогенних і ендегенних процесів зумовили серйозні відмінності в рельєфі і будові четвертинної товщі різних частин території басейну Прип'яті. Серед ендегенних чинників найважливішими були диференційовані в часі і просторі неотектонічні рухи, серед екзогенних процесів – різкі кліматичні зміни і розвиток четвертинних материкових зледенінь.

В басейні Прип'яті та її приток спостерігається різна кількість терас, які за віком і геологічною будовою можна об'єднати в три комплекси – заплаву (голоцен), поліську терасу (верхньочетвертинного віку) і нижньо-середньочетвертинні тераси. Долини річок в межах Полісся широкі, з низькими, пологими берегами (за винятком частини Житомирського Полісся, де вони врізаються в кристалічні породи Українського кристалічного щита). Плоска поверхня вододілів порушується пагорбами, пасмами, піщаними останцями. Зустрічаються тут і «антропогенні» форми рельєфу у вигляді меліоративних каналів, виїмок, насипів і так далі [3-5].

1.2. Карст

В басейні р. Прип'ять немає значних (за площею) ділянок з типовими ландшафтами поверхневого закарстування [3,6]. Проте карстові явища в слабкій формі зустрічаються досить широко.

Поліські райони розвитку верхньокрейдяного карсту поширені у верхів'ях Прип'яті та її правих приток: річок Тур'я, Стохід, Стир, Горинь і Случ [3] (рис. 1.2).

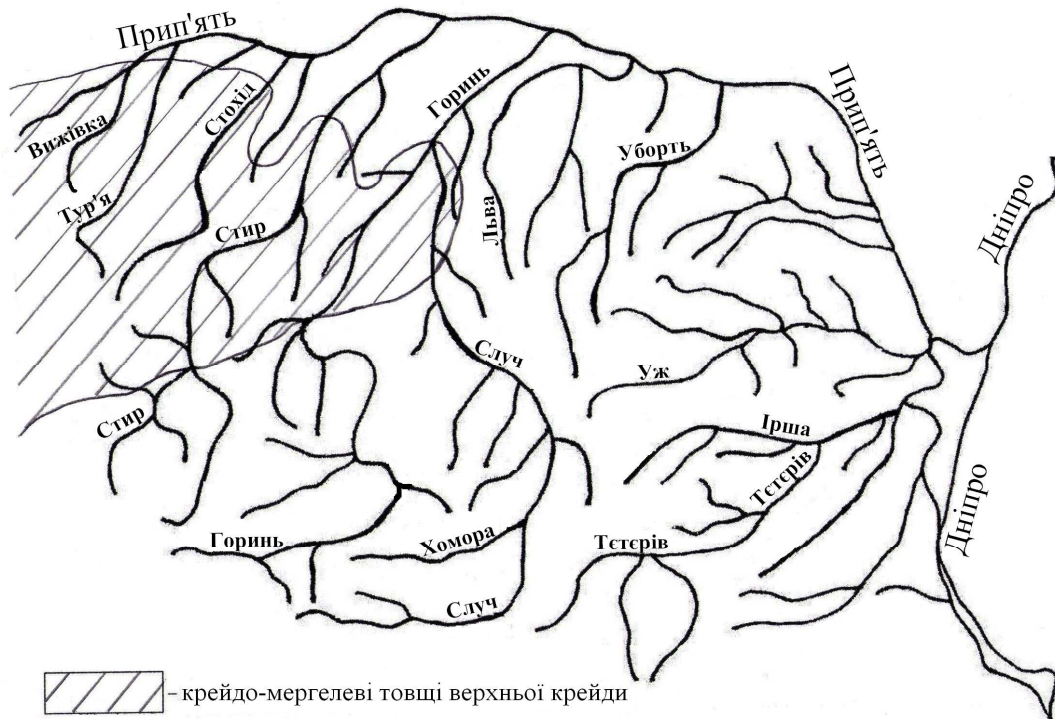


Рис. 1.2 - Схема карстового району в басейні р. Прип'ять

Інтенсивний розвиток карсту зумовлений, передусім, близьким заляганням від денної поверхні верхньокрейдяних відкладів, що карстуються, представлених білими мергелями і писальною крейдою. Відклади ці залягають вище за місцеві базиси ерозії і нерідко оголюються по долинах річок і на схилах піднесених ділянок вододілів у вибоїнах і штучних виробках. Увесь рельєф району визначається характером поверхні крейдяних відкладів – вона сильно денудована, горбиста, закарстована і має загальний уклон на захід і північний захід. Найвищі відмітки крейди спостерігаються в південній частині Волинського Полісся, на виступах крейдяних порід, що утворюють пагорби, розташовані в районі міст Ковель, Костопіль, сіл Маковичі, Береськ, Киселин 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 – Тур'я), максимальна – 415 м,

переважає – 50-150 м.

Широкому розвитку карстових процесів і заболочуванню району сприяє значна обводненість його як поверхневими, так і підземними водами. Вона зумовлена слабким відтоком цих вод через незначне розчленування рельєфу при великій кількості атмосферних опадів і порівняно малих величинах випаровування.

Особливістю закарстування цього району є його зв'язок з придолинними ділянками, де продукти вивітрювання змиті, і тріщини інтенсивно обробляються. Потужність зони активної тріщиноватості досягає 30 м при глибині залягання крейдяних порід – 15-20 м. З огляду на це і на значне ерозійне розчленування рельєфу з достатніми ухилами русел річок, карстові явища району сприяють дренажу території, а не її заболочуванню [3,6].

Майже всюди вапняки неогену прикриті потужною товщею глин середнього пліоцену і суглинками четвертинного віку, внаслідок чого прояви карсту на поверхні дуже рідкісні і приурочені, головним чином, до прибережних зон річкових долин.

Різкі зміни в літології карбонатних товщ як у вертикальному розрізі, так і по площі зумовили різну міру розвитку карсту. Загальна потужність карбонатних відкладів неогену збільшується з півночі на південь.

Основна своєрідність району полягає в існуванні двох, начебто протилежних процесів – заболочування і карстування, зумовлюється загальними особливостями підземних і поверхневих вод. Розвиток карстових процесів забезпечує обводненість району і більш уповільнене сходження води з його території, що поряд з іншими факторами сприяє запізнюванню спаду рівнів ґрунтових вод у порівнянні зі спадом рівнів води в річках [3].

1.3. Ґрунти та рослинність

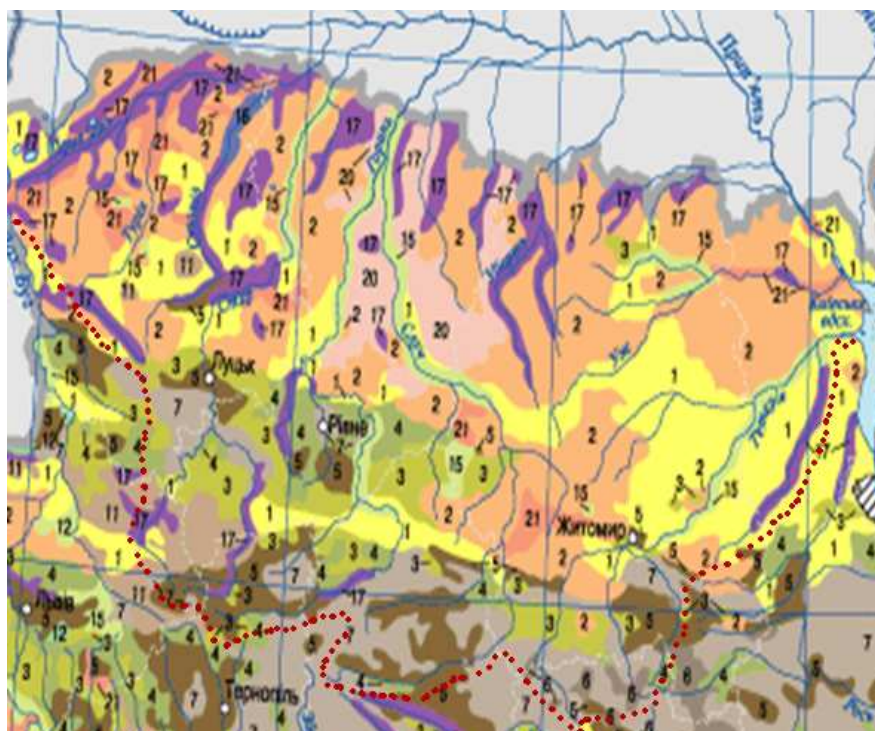
Відповідно до фізико-географічного районування України [3,7], басейн Прип'яті розташований в географічній зоні мішаних лісів (Українського Полісся), лісостеповій і широколистяно-лісових зонах.

У поширенні ґрунтів на даній території добре виражена широтна зональність. Проте в межах фізико-географічних зон і підзон неоднорідність ґрунтового покриву порушується за рахунок різноманітності місцевих природних особливостей, впливу різних форм рельєфу, літолого-гранулометричного складу ґрунтоутворюючих порід, характеру прояву гідроморфізму, рослинності та інших умов ґрунтоутворення, а також сучасного характеру розвитку ґрунтів під впливом різних антропогенних дій.

Ґрунтовий покрив істотно впливає на елементи гідрологічного режиму. Зокрема, механічний склад ґрунтів визначає їх фільтраційні якості. У свою чергу, це впливає на умови формування поверхневого і підземного стоку. Характер ґрунтів позначається і на умовах формування стоку наносів [8].

Ґрунтовий покрив Полісся досить строкатий. Його представляють близько 500 генетичних ґрунтових видів. Це зумовлено вологим і м'яким кліматом, великою неоднорідністю хімічного і гранулометричного складів ґрунтоутворюючих порід, близьким рівнем залягання ґрунтових вод, що значно коливається.

Басейн р. Прип'ять відрізняється розвитком дерново-підзолистих ґрунтів на супісках і пісках, рідше на суглинках. Значні площі тут займають також торф'яно-болотні ґрунти, менш поширені алювіально-лугові, які розміщені лише в долинах річок. У північних районах Волинської і Рівненської областей, в північно-західній частині Житомирської області розташовані великі масиви болотних ґрунтів. Особливо сильно заболочені долини в нижніх течіях річок Стохід, Стир, Случ, Уборть, Льва (рис. 1.3).



ТИПИ ҐРУНТІВ

1	Дерново-підзолисті	6	Чорноземи реградовані	11	Чорноземи і дернові карбонатні та щебенюваті
2	Дерново-підзолисті оглеєні	7	Чорноземи типові	15	Лучні
3	Ясно-сірі та сірі опідзолені	8	Чорноземи звичайні	17	Торф'яно-болотні й торфовища
4	Темно-сірі опідзолені	9	Чорноземи південні	20	Дернові піщані
5	Чорноземи опідзолені	10	Чорноземи на важких глинах (переважно солонцюваті)	21	Дернові опідзолені

Рис. 1.3 - Схематична карта ґрунтів в басейні правобережжя р. Прип'ять [2]

У цілому ґрунти Полісся відзначаються малою вологоємністю і водночас високою водопроникністю. Останнє визначає можливість значного забруднення ґрунтових вод [8,9].

За умовами стоку басейни з супіщаними і піщаними ґрунтами значно відрізняються від басейнів з суглинними ґрунтами. У басейнах з переважанням піщаних ґрунтів гідрографи стоку більш згладжені і максимальний стік відповідно нижчий, ніж у басейнах з глинистими і суглинними ґрунтами.

Складність структури ґрунтового покриву поліської зони визначається не лише великою типологічною різноманітністю ґрунтів, але й різним їх поєднанням. Ускладнюється вона ще й за рахунок осушених й інших повторно змінених ґрунтів.

Лісостепову зону басейну Прип'яті покривають високоякісні ґрунти. Найбільш поширеними групами ґрунтів тут є чорноземи типові, опідзолені чорноземи, розвинені сірі лісові ґрунти. Великі площі лісостепу зайняті реградованими ґрунтами. Це високо окультурені опідзолені ґрунти. Поширені також еродовані ґрунти – змиті і розмиті різниці схилів перелічених вище ґрунтів [10,11].

Головною ґрунтоутворюючою породою в лісостеповій зоні є лес. Проте на незначній площі зустрічаються й інші породи, ґрунтовий покрив на яких якісно відрізняється від такого на лесах. У зв'язку з цим в окрему групу виділені чорноземи на щільних глинах, піщаних відкладах й інших породах.

Нині чорноземи звичайні більш ніж наполовину представлені в тій або іншій мірі еродованими видами.

Ускладнило ґрунтовий покрив і масове зрошування, яке призвело до появи повторно-гідроморфних, осолоділих, засолених, поверхнево-оглеєних та інших ґрунтів.

Характер і стан рослинного покриву мають дуже важливе значення для попередження розвитку процесів ерозії. Рослинність своїми коренями скріплює ґрунт, створює шорстку поверхню, механічно перешкоджаючи збільшенню швидкості стічної води і цим створює велику водопроникність [11].

У басейні переважна роль належить сосновим і широколистяно-сосновим лісам, що зумовлено піщаною природою ґрунтів Полісся (рис. 1.4).

Широколистяно-лісова зона представлена лісовою, луговою і болотною рослинністю. Ліси займають приблизно 23 % усієї території басейну і пов'язані, головним чином, з піднесеними елементами рельєфу і других терас численних річок басейну Прип'яті. Найбільш залісеними є західна і центральна частини зони (30-40 %) і південніше – східна (10 %).



Рис. 1.4 - Розподіл лісів на території басейну р. Прип'ять [12]

На луки припадає близько 12 % усієї території. Зосереджені вони переважно в заплавах річок, на задрових рівнинах і надзаплавних терасах. Болота займають приблизно 5 % усієї площі, розташовані вони в заплавах, на других піщаних терасах і на пониженнях плакорів [2,7].

Переважна частина (до 80%) лісів широколистяно-лісової зони відноситься до молодих насаджень. Невелика частина (близько 3%) лісів цієї зони відноситься до протиерозійних і водозахисних з особливим режимом лісокористування.

Ліси широколистяної зони представлені формаціями: сосною, дубовою, дубово-сосною, грабово-дубовою, вільховою, грабовою, липово-дубово-сосною, грабово-дубово-сосною, березовою і ялиною. В трав'яно-чагарниковому ярусі найчастіше зустрічаються чорниця, брусниця, снитка, орляк, копитник європейський, папороть, бальзамін та ін. Розглянуті ліси, разом із загальним кліматичним режимом, мають важливе ґрунтозахисне значення. В першу чергу ліси відносяться до лишайникових сосняків, природне відновлення в яких ускладнене, а застосування суцільних рубок веде до утворення піщаних пустирів. До таких же результатів призводить і тривалий надмірний випас худоби в них. Інші групи асоціацій лісів, розташовані уздовж гідрографічної мережі, мають важливе водозахисне і протиерозійне значення. Надмірний випас худоби в них призводить до злуговіння травостою або заболочування [13,14].

На багатьох місцях басейну істотна роль належить також чагарнико-

вій рослинності. Особливо поширена чагарникова рослинність в заплаві Прип'яті та її приток, де вона представлена заростями верби гостролистяної, верби попелястої, верби п'ятитичинкової, верби тритичинкової та ін. На окремих заплавних ділянках заростей верби займають більше 3-5% площі. Особливо широко представлені в притерасовій частині заплав зарості верби попелястої, а в прирусловій – верби гостролистяної. Останні приурочені зазвичай до піщаних прируслових відкладів і виконують важливу руслозахисну функцію.

Ліси широколистяно-лісової зони, розміщені у басейні, мають антропогенне походження. Виникли вони на місці знищених лісів і осушених боліт. Розміщуються в заплавах і на вододілах річок.

Болота розподілені нерівномірно. Найбільша частина їх пов'язана з долинами річок, досить часто вони зустрічаються на вододілах, де займають безстічні і слабостічні улоговини. Величина окремих болотяних масивів різна. Нерідко вона дорівнює декільком тисячам гектарів, а іноді збільшується до десяти і більше тисяч га. Середня глибина торф'яного покладу 1,5-2,0 м, максимальна – 10,0-13,0 м.

Гідрологічна роль боліт полягає в їх здатності активно акумулювати – затримувати воду, внаслідок чого вони мають велику вологоємність. Весняний поверхневий стік з верхових боліт в середньому в 11 разів менший, ніж з ґрунту, а у боліт, розташованих у безстічних улоговинах, він взагалі відсутній [3].

Лісостепова зона в басейні Прип'яті займає значну частину Придніпровської височини. Несистемна рубка лісів і відкриття цілини призвели у багатьох місцях до широкого розвитку процесів ерозії. Лугові степи майже повністю розорані.

Ліси представлені шістьма формаціями: дубовою, дубово-грабовою, сосною, дубово-сосною, грабовою і вільховою. На відміну від лісів широколистяної зони, серед них переважають сухі і свіжі гігروتони. Сухі і частина (до 14 %) гігротонів цих лісів мають важливе ґрунтозахисне і протиерозійне значення.

Дубові ліси або діброви становлять 55 % усіх лісів території і пов'язані з вододільними плато, схилів балок і річкових долин. Дубово-соснові ліси або субори займають приблизно 20 % залісеної площі. Соснові ліси або бори розміщені на 10 % площі, зайнятої лісами. Грабові діброви становлять близько 10 % лісів території [14].

Луки зосереджені головним чином в заплавах річок. Поза заплавою вони збереглися тільки на зорано-непридатних схилах річкових долин і балок, в тривало обводнюваних пониженнях і на ділянках із засоленими ґрунтами.

Болотисті луки займають переважно межгривові пониження та схили

озер і стариць. Характерними представниками їх є стрункоосочняки, водноманнічники, канаркові трави і звичайні бекманичники, що мають густий і високий травостій.

Болота пов'язані з долинами річок. Зрідка вони зустрічаються по ярах і улоговинах. Переважна частина болотяної площі зайнята евтрофними болотами і тільки незначна їх частина, розташована зазвичай по притерасних пониженнях надзаплавних терас, представлена мезотрофними болотами.

Нині в результаті гідротехнічної меліорації і торфорозробок болота збереглися лише острівними ділянками [13,15].

1.4. Кліматичні умови

Розглядувана територія перебуває під впливом повітряних мас, що надходять з Атлантики, Арктичного басейну або сформувалися над континентальними територіями Євразії [3,16,17,18].

Характер та інтенсивність основних кліматоутворювальних факторів істотно розрізняються по сезонах року.

Зимовий сезон, як і все холодне півріччя, характеризується переважною роллю циркуляційного чинника. Взимку дуже розвинена циклонічна діяльність; більшість циклонів переміщуються на описувану територію саме в цей сезон року.

Перехід до холодного періоду пов'язаний з початком вторгнення арктичного повітря, що зумовлює різкі та значні похолодання, перші морози і сніг. Повторюваність цих вторгнень і їх інтенсивність поступово збільшуються, досягаючи максимуму взимку.

У холодний період року найчастіше над описуваною територією розташовується центральна частина відрогів антициклону, розташованого на південному сході Європейської території Росії або Північного Казахстану. У відрогах переважає малоохмарна морозна погода.

Характерною особливістю зим в південних районах басейну є часті відлиги, спричинені переміщенням циклонічних утворень з Атлантики, Середземного або Чорного морів. У більшості випадків в цей час на півдні майже повністю сходить сніговий покрив, а в середній смузі він тане й ущільнюється. Проходження західних і північно-західних циклонів та улоговин також супроводжується короткочасними потепліннями, інтенсивними снігопадами і хуртовинами. Пов'язані з ними опади випадають головним чином в північній частині території [19].

Влітку вторгнення арктичного повітря майже повністю припиняється-

ся. Атмосферні процеси характеризуються посиленням Азорського антициклону. Тому влітку над територією переважає антициклонічна погода з великою кількістю ясних і сонячних днів. Це сприяє подальшій трансформації і прогріванню повітря; у південних районах виникають суховії і пилові бурі. У розмитих малорухомих зонах підвищеного і зниженого тиску розвивається термічна конвекція, активізується грозова діяльність. Велика частина опадів випадає з фронтальних розділів, пов'язаних з циклонами і улоговинами, що переміщуються, як і в холодний період, із заходу. Вони спричиняють рясні зливові опади і зниження температури, переважно в північних районах. В цілому погодні умови літнього сезону відрізняються значним підвищенням температури за рахунок прогрівання земної поверхні, великою повторюваністю ясних днів, нечастими туманами, збільшенням кількості опадів і активною грозовою діяльністю. За багаторічними даними літні процеси тривають до середини серпня, потім характер циркуляції різко змінюється [20,21].

Впродовж осіннього сезону Азорський антициклон повністю руйнується. Замість нього в жовтні-листопаді починає розвиватися сибірський антициклон. До його системи входять антициклони, що переміщуються із заходу. Восени частково створюються сприятливі умови для стаціонавання антициклонів з відрогами над Україною. У другу половину осені через збільшення контрастів температури між сушею і морем, посилюється циклонічна діяльність. Циклони приносять вологе повітря з Атлантики і Середземного моря, зумовлюючи на більшій частині території похмуру з дощами погоду. За циркуляційними особливостями друга половина осені наближається до зимового сезону [22,23].

За умовами циркуляції початок весни пов'язаний з послабленням північно-східних і східних впливів і посиленням західних. У квітні і травні ще спостерігаються повернення холодів, спричинені вторгненням арктичного повітря. Вони зумовлюють різкі похолодання і заморозки.

Чорне і Азовське моря помітно впливають на клімат південних районів. У прибережних районах спостерігається збільшення вологості повітря і згладжування добового ходу температури.

1.4.1. Температура повітря

Температурний режим басейну р. Прип'ять визначається особливостями атмосферної циркуляції, радіаційними чинниками і характером підстильної поверхні.

У зимовий час істотний вплив на формування температурного режи-

му має атмосферна циркуляція. Західні і північно-західні райони басейну перебувають під впливом теплих повітряних мас з Атлантики. З просуванням на схід цей вплив слабшає, а посилюється вплив внутрішньоматерикових повітряних мас. Східні і північно-східні райони перебувають під впливом східного антициклону. Часті вторгнення арктичних мас повітря, з якими пов'язані найбільш низькі температури. Відмітною особливістю зим є відлиги, які призводять до повного сходу снігового покриву на півдні [19-22].

Починаючи з березня, температура повітря, незважаючи на неодноразові зниження, починає зростати, спочатку повільно, а потім інтенсивніше, досягаючи найбільших значень в період з квітня по травень.

У теплу пору року температурний режим визначається радіаційними чинниками; разом з ними значний вплив має підстильна поверхня.

Для літа характерні слаборозвинені зони підвищеного і зниженого тиску. При таких процесах тривалий час утримується суха погода з інтенсивним підвищенням температури. Області низького тиску представлені слабовираженими циклонами та улоговинами. Послаблення циклонічної діяльності зумовлює зменшення мінливості температури.

Одним з основних кліматичних показників є середня місячна температура повітря, яка характеризує загальний температурний фон території. Просторово-часовий розподіл середньої місячної температури повітря залежить від радіаційних умов, сезонних коливань циркуляції атмосфери, фізико-географічних особливостей території. Середньорічна температура повітря в басейні змінюється від +6,5 до +7,2 °С; середня температура найбільш холодного місяця (січня) змінюється з південного заходу на північний схід від -4,6 до -6,6 °С; середня температура найбільш теплого місяця (липня) збільшується з північного заходу на південний схід від +18,6 до +19,2 °С (табл. 1.1).

Від цих середньобогаторічних значень в окремі роки можуть спостерігатися значні відхилення. Абсолютні мінімуми температури повітря в межах басейну зафіксовані в січні-лютому і становлять -32...-38 °С, а найбільш високі температури повітря характерні для липня-серпня і досягають +33...+38 °С [18].

Тривалість безморозного періоду коливається від 170 днів на південному заході, до 150 – на сході басейну. Середні дати весняних заморозків на ґрунті – 25 квітня – 5 травня, осінні заморозки починаються наприкінці вересня – на початку жовтня.

Початок весни визначається стійким переходом середньодобової температури повітря через 0°С. Найраніше весна настає на півдні і заході – в першій декаді березня, найпізніше – в третій декаді березня і в перших числах квітня – на півночі території.

Таблиця 1.1 - Середні багаторічні значення місячних і річних температур повітря (°С) за даними деяких метеостанцій в басейні р. Прип'ять [18]

Метеостанція	Місяць												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
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
Сарни	-5,2	-4,2	0,0	7,1	13,9	17,2	18,8	17,5	13,1	7,2	1,9	-2,8	7,0
Овруч	-6,2	-5,4	-0,8	6,6	13,7	16,8	18,6	17,6	12,9	6,7	1,2	-3,6	6,5
Житомир	-5,7	-4,9	-0,4	7,0	13,9	17,0	18,9	17,8	13,1	7,2	1,3	-3,2	6,8
Чернобиль	-6,6	-5,8	-1,0	6,9	14,3	17,4	19,2	18,1	13,2	6,9	1,0	-4,0	6,6
Поліське	-6,2	-5,4	-0,7	6,8	13,8	16,9	18,8	17,6	12,8	6,9	1,2	-3,5	6,6

Стійкий перехід температури повітря через 0 °С восени на півночі і північному сході спостерігається наприкінці першої і другої декад листопада, в центральній частині – в другій і третій декадах листопада, на заході і півдні – у кінці третьої декади листопада – на початку грудня.

Для характеристики весняного сніготанення і водного режиму велике значення мають строки весняного переходу середньої добової температури повітря через +5 °С.

На більшій частині території стійкий перехід температури через +5°С спостерігається в першій і на початку другої декад квітня, на заході – в першій декаді квітня, на півдні – у кінці третьої декади березня. Періоди з середньою добовою температурою повітря вищою за 5 °С на більшій частині території тривають до кінця жовтня; на півночі і північному сході – до кінця другої декади жовтня; на півдні – до перших чисел листопада [3,24,25].

Перехід середньої добової температури повітря через -5 °С на півночі і північному сході відбувається у кінці першої і другої декад грудня, на більшій частині території – наприкінці грудня – на початку січня, на півдні – в першій декаді січня; на заході і крайньому півдні немає періоду з середніми добовими температурами нижчими за -5 °С.

Атмосферна волога, її фазовий стан і вологообіг відіграють важливу роль у формуванні клімату. На випаровування води витрачається приблизно 30 % поглиненого підстильною поверхнею сонячного тепла, яке під час конденсації водяної пари в атмосфері віддається повітрю. Вміст водяної

пари сильно змінюється залежно від циркуляційних процесів, фізико-географічних умов місцевості, сезону року, стану ґрунту та інших чинників.

Важливою характеристикою повітря є його відносна вологість, яка визначає міру насичення повітря водяною паром (%).

Середні річні значення відносної вологості зменшуються з північного сходу і північного заходу на південний схід (від 80 до 75 %). Протягом року відносна вологість також змінюється. Взимку її середні місячні величини по території басейну розподіляються досить рівномірно і перевищують 85%, навесні зменшуються до 68-70 %, влітку становлять 70-75 %, а восени збільшуються до 75-80 %.

1.4.2. Опади

Основною особливістю просторового розподілу опадів в межах басейну Прип'яті, зумовленою загальними циркуляційними чинниками, є зменшення їх з півночі та південного заходу в напрямі на захід і схід [19].

Деяке збільшення кількості опадів простежується з переходом до більш високих абсолютних відміток поверхні. Місячні суми опадів мають чітко виражений річний хід з мінімумом в лютому-березні і максимумом – в червні-липні (табл. 1.2). Розподіл опадів знаходиться в тісній залежності переважанням тих або інших повітряних мас і характером підстильної поверхні.

За кількістю опадів Полісся займає перше місце серед рівнинних територій України. В окремі роки можуть спостерігатися суттєві відхилення від вказаних цифр в табл. 1.2 (так, річні суми опадів можуть змінюватися від 450 до 900 мм). Переважають опади невеликої інтенсивності, хоча за окремі зливові дощі може випасти декілька десятків міліметрів опадів. Найбільша добова кількість опадів по різних метеостанціях басейну коливається від 114 до 177 мм [26].

Більша частина опадів (400-450 мм) випадає в теплий період року (квітень-жовтень). Максимальна їх кількість припадає на червень і липень, коли спостерігаються облогові дощі, а в окремі дні – і зливи. Майже половина днів в році буває з опадами [17].

На території басейну сніговий покрив розподіляється нерівномірно. Найбільша тривалість періоду зі сніговим покривом і найбільша висота його відзначаються на півночі і північному сході. Середні дати утворення снігового покриву відстають на 2-5 днів від середньої дати переходу температури повітря через 0 °С в бік мінусових значень.

Таблиця 1.2 - Середні багаторічні місячні і річні суми опадів (мм)
за даними деяких метеостанцій в басейні р. Прип'ять [17]

Метеоста- нція	Місяць												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Любешів	37	30	30	38	56	84	80	58	57	43	44	42	599
Маневичі	42	38	34	43	65	82	84	60	60	44	49	49	650
Ковель	33	32	30	40	63	75	82	63	53	38	44	40	593
Луцьк	31	31	27	39	60	68	76	61	56	37	36	38	560
Сарни	39	32	30	45	59	94	81	63	58	43	42	43	629
Рівне	30	29	26	41	56	81	84	63	48	38	36	37	569
Дубно	35	32	30	43	67	79	87	69	52	38	38	43	613
Овруч	40	35	35	46	53	81	97	71	52	40	51	47	648
Олевськ	46	38	37	48	56	94	101	70	54	39	49	50	682
Коростень	36	32	34	46	52	84	99	76	52	36	46	43	636
Новоград- Волин- ський	46	38	37	49	53	89	94	76	52	38	46	50	668
Поліське	40	35	34	49	52	89	96	70	52	38	50	47	652
Середнє по басей- ну	38	34	32	44	58	83	88	67	54	39	44	44	625

Строки утворення і сходу снігового покриву значною мірою залежать від погодних умов і з року в рік можуть сильно варіювати, помітно відрізняючись від середніх багаторічних величин.

Перший сніг лише в окремих випадках зберігається всю зиму; найчастіше він сходить повністю, а потім – випадає знову. Перший сніг на півночі і північному сході території випадає в середині листопада, на заході – до 20 листопада. На південь дати появи снігового покриву відсовуються на кінець листопада, а в південному степу – на середину грудня. На півночі регіону найбільш ранні дати випадання снігу відмічаються на початку жовтня; у центральній частині – в середині жовтня, а на півдні – на початку листопада.

Руйнування стійкого снігового покриву відбувається в різний час. Вже з середини лютого починається швидкий схід снігового покриву на півдні басейну. В середньому по басейну цей процес запізнюється майже на місяць і відбувається наприкінці березня. Найпізніші дати руйнування стійкого снігового покриву – початок березня – середина квітня. Остаточне сходження снігового покриву відбувається в середньому по території до початку квітня. Тривалість залягання стійкого снігового покриву по тери-

торії становить 2-3 місяці.

Відсутність стійкого снігового покриву в окремі зими спричиняється тривалістю та інтенсивністю відлиг. Повторюваність зим з відсутністю стійкого снігового покриву з півночі на південь збільшується. Зими з великим числом відлиг характеризуються меншими висотами снігового покриву, ніж холодні, хоча в теплі зими опадів випадає, як правило, більше. Висота снігового покриву по території розподіляється нерівномірно і змінюється впродовж зими. Наприкінці грудня висота снігового покриву на півдні становить 2-3 см, а на решті території – приблизно 10 см. В січні висота снігового покриву наростає інтенсивніше і на більшій частині території досягає 20 см, а на півдні – 5-6 см. В лютому спостерігається її незначне зниження. До періоду весняного сніготанення висота снігового покриву досягає максимуму. Виняток становлять зими з глибокими відлигами. В окремі роки висота снігового покриву може бути значно більшою від середніх величин. Щільність снігового покриву постійно змінюється у часі та в просторі й багато в чому залежить від режиму погоди. До моменту сніготанення середня щільність становить 0,20-0,26 г/см³. Запаси води в снігу до цього часу зазвичай максимальні і досягають 50 мм.

Тривалість періоду сніготанення визначається числом днів між датами початку і сходу стійкого снігового покриву. Цей період в даному районі дещо розтягнутий у зв'язку з частими поверненнями холодів. Середня тривалість періоду сніготанення – 16-20 днів, в роки з дружною теплою весною танення відбувається за 4-8 днів, а в роки із затяжною весною – сніг сходить впродовж місяця [24, 25].

1.5. Підземні води

В басейні р. Прип'ять водоносні горизонти і комплекси розвинені у відкладах, які мають вік від четвертинного до девонського періодів включно. Живлення водоносних горизонтів верхньої частини розрізу здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, розвантаження – в долини річок, балок і ярів. Води глибших водоносних горизонтів підживлюють верхні горизонти і розвантажуються разом з ними в долини річок [3].

Відповідно до умов залягання, літологічного складу, фільтраційних властивостей водовмісних порід на цій території виділяються:

- водоносний горизонт голоценових болотних відкладів, пов'язаний з торфами різноманітної міри розкладання. Глибина залягання болотних вод не перевищує 1,5-2,0 м. За хімічним складом води гідрокарбонатно-сульфатно-кальцієві і натрієво-кальцієві, з мінералізацією

до 1000 мг/дм³. В їх гідрохімічному складі спостерігається підвищена кількість азотистих сполук і заліза;

- водоносний горизонт середньоплейстоценових алювіальних відкладів перших і других надзаплавних терас річок. Водовмісні породи складені кварцевими пісками, у верхній частині дрібнозернистими, з пластами суглинків і супісків. За хімічним складом води переважно гідрокарбонатно-кальцієві, з мінералізацією 100-800 мг/дм³. Води горизонту використовуються для місцевого водопостачання;
- водоносний горизонт водно-льодовикових і озерно-льодовикових нерозчленованих відкладів. Води гідрокарбонатно-кальцієві, з мінералізацією 200-1000 мг/дм³. В межах населених пунктів іноді відзначається підвищений вміст азотистих сполук. Горизонт використовується для місцевого водопостачання [27];
- водоносний горизонт полтавських відкладів. Води гідрокарбонатні кальцієво-магнієві з мінералізацією до 600 мг/дм³, горизонт використовується для водопостачання;
- водоносний горизонт харківських відкладів залягає на еоценових утвореннях, перекривається полтавськими глинами і четвертинними відкладеннями. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, з мінералізацією від 100 до 500 мг/дм³. Використовується для індивідуального водопостачання;
- водоносний горизонт київських відкладів залягає на київських мергелях, еоценових відкладеннях, перекривається олігоценовими, рідше неогеновими відкладами. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієві з мінералізацією до 400 мг/дм³;
- водоносний комплекс еоценових відкладів пов'язаний з палеоцен-еоценовими, канівськими, бучакськими та київськими відкладами. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієві і кальцієво-магнієві з мінералізацією від 100 до 400 мг/дм³. Горизонт використовується для місцевого водопостачання;
- водоносний горизонт відкладів верхнього юрського періоду пов'язаний з відкладами оксфордського і келловейського ярусів. Води прісні гідрокарбонатно-кальцієво-натрієві з мінералізацією 300-400 мг/дм³;
- водоносна зона тріщинуватих кристалічних порід докембрию і продуктів їх вивітрювання. Води прісні гідрокарбонатно-кальцієво-натрієві з мінералізацією 300-100 мг/дм³, широко використовуються для централізованого водопостачання міст і селищ. Вони розвідані, а їх запаси визначені як експлуатаційні.

Своєрідність геоструктурних та гідрогеологічних особливостей складу визначають, у свою чергу, особливості формування водообміну.

Всю територію басейну р. Прип'ять можна умовно поділити на декілька районів, за наявності водоупорів в перекритті четвертинних відкладів. За цим же принципом проводиться оцінка природної захищеності природних вод [3,28,29]:

1. Область відсутності водоупорів в четвертинних відкладах займає центральну частину Поліського Подолу. П'єзометричні рівні водонесних горизонтів в долинах річок дещо вищі або наближені до рівнів ґрунтових вод, що визначає у межах цієї області розвантаження глибоких підземних вод.
2. Область поширення одного водоупору (дніпровська і московська морени) в четвертинних відкладах. П'єзометричні рівні верхніх напірних горизонтів розташовані дещо нижче рівнів ґрунтових вод або на одних і тих же рівнях.
3. Область поширення двох водоупорів (дніпровська і московська морени) в четвертинних відкладах. Ухили земної поверхні і дзеркала ґрунтових вод перевищують ухили центральної частини.
4. Область поширення трьох водоупорів (березинська, дніпровська і московська морени). Область розташована на півночі території, для неї характерні значні врізи річкової мережі і пов'язані з цим підвищені ухили поверхні землі і дзеркала ґрунтових вод.

В цілому, підземні води можна віднести до категорії незахищених і слабо захищених. У зв'язку з інтенсивним техногенним навантаженням на довкілля, підземні води можуть піддаватися забрудненню і виснаженню [28].

1.6. Гідрологічна вивченість

Сучасна гідрографія правобережної частини басейну р. Прип'ять – це звивисті, спокійні, зарослі річки і безліч меліоративних каналів, випрямлених річок, а також різних водойм природного і штучного походження та боліт. У басейні Прип'яті протікають 4429 потоків, з яких 4010 – це річки завдовжки менше 10 км. Сумарна довжина малих річок становить 20075 км, у тому числі довжиною менше 10 км – 11304 км, що становить 56% від їх загальної довжини [1,3,30].

Стосовно основних приток р. Прип'ять, то найбільшими з них є Горинь, Стир та Уж. Значна частина водозборів цих приток повністю знаходиться на території України і лише такі з них, як Стир, Горинь, Льва мають статус трансграничних. Гідрографічні характеристики основних водозборів річок басейну Прип'яті наведені в табл. 1.3.

Від кількості приток залежить і густота річкової мережі, яка в басейні Прип'яті коливається в межах 0,20-0,63 км/км², а в середньому для цього басейну дорівнює 0,42 км/км². Максимальні величини густоті річкової мережі характерні для верхів'їв р. Случ і досягають 0,62-0,66 км/км², що зумовлено підвищеною розчленованістю території цієї частини її басейну.

Таблиця 1.3 - Основні гідрографічні характеристики річок басейну р. Прип'ять

№ поста	Річка – пост	F, км ²	L, км	H, м	I _{серзв} , ‰	f _л , %	f _б , %	f _{оз} , %	f _р , %
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	82	170	0,2	17	15	<1	20
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	152	170	0,2	26	16	1	-
3	Вижівка – с. Руда	141	10	190	1,5	16	10	<1	40
4	Вижівка – смт Стара Вижівка	722	44	190	0,7	21	9	<1	20
5	Тур'я – с. Ягідне	502	57	210	1,7	18	7	<1	40
6	Тур'я – м. Ковель	1480	102	200	1,1	17	6	<1	30
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	164	180	0,8	20	10	<1	30
8	Стохід – с. Малинівка	692	45	200	0,9	8	9	<1	40
9	Стохід – с. Гулівка	1420	94	190	0,6	19	9	<1	20
10	Стохід – смт. Любешів	2970	173	180	0,4	35	8	<1	20
11	Стир – с. Щурівці	2020	63	240	2,1	26	9	<1	40
12	Стир – м. Луцьк	7200	194	230	0,7	16	6	<1	-
13	Стир – с. Млинок	10900	400	210	0,4	24	5	<1	-
14	Радоставка – с. Трійця	316	24	220	0,7	16	12	0	40
15	Іква – с. Радянське	632	59	320	2,2	14	<1	<1	60
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	-	270	1,3	20	7	<1	60
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	71	320	1,6	4	1	<1	60
18	Горинь – с. Оженін	5860	228	280	0,7	17	2	<1	-
19	Горинь – с. Деражне	9160	395	260	0,5	12	2	<1	-
20	Вирка – с. Сварині	231	21	160	0,7	31	13	0	10
21	Случ – с. В. Клітна	232	30	320	1,3	3	0	<1	70
22	Случ – с. Громада	2480	139	300	0,7	4	5	<1	80
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	252	260	0,5	11	9	<1	-
24	Случ – м. Сарни	13300	409	230	0,4	17	5	<1	-
25	Хомора – смт. Понінка	1410	114	280	1	11	1	<1	50
26	Тня – с. Броніки	982	68	8,9	0,8	16	1	<1	40
27	Смолка – с. Сусли	632	69	230	0,8	30	2	<1	40

Продовження табл. 1.3

№ по-ста	Річка – пост	F , км ²	L , км	H , м	$I_{серзв}$, ‰	$f_{л}$, %	$f_{б}$, %	$f_{оз}$, %	$f_{р}$, %
28	Льва – с. Осницьк	276	35	180	0,9	47	3	0	10
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	510	41	210	0,5	19	5	<1	20
30	Уборть – с. Перга	2880	119	190	0,5	67	4	<1	20
31	Уж – м. Коростень	1450	84	210	0,7	28	2	<1	40
32	Уж – смт. Поліське	5690	169	180	0,6	21	6	<1	-
33	Жерів – с. В'язівка	1360	86	190	0,9	16	16	<1	20
34	Норин – с. Словенщина	804	75	170	2,4	13	2	<1	60
35	Грезля – уроч. Брід	553	34	150	0,8	4	4	0	20
36	Ілля – с. Луб'янка	300	32	140	1,2	52	<1	<1	20
37	Тетерів – с. Троща	227	26	280	2,2	8	1	<1	60
38	Тетерів – м. Житомир	5270	116	250	1,1	16	2	<1	-
39	Тетерів – с. Макалеви-чі	7890	231	230	0,8	21	2	<1	-
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	91	260	1,2	9	2	<1	60
41	Гуйва – с. Городківка	312	36	250	2,2	6	<1	<1	70
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	24	220	1,4	5	<1	<1	60
43	Ірша – с. Українка	2600	116	200	0,9	20	2	<1	40

Найменші значення густоти річкової мережі властиві заболоченим басейнам р. Стохід (0,28 км/км²), р. Вижівка (0,29 км/км²).

Аналіз показників озерності, заболоченості і лісистості у басейні Прип'яті свідчить про їх значну диференціацію. Виняток тут становить озерність, яка в усіх випадках не перевищує 1 %. Величина заболоченості змінюється в широких межах – від 1 % до 16 % площі водозборів. Найбільш заболоченими є басейни річок Прип'ять і Жерів (16%). Найменша величина заболоченості характерна для басейнів річок Горинь, Смолка, Уж, Норин, Тетерів, Гнилоп'ять, Ірша (2%), Хомора, Тня, (1 %), Іква, Ілля, Гуйва (<1 %).

Поширення площ, зайнятих лісами, має ще більшу диференціацію і коливається в межах 3-67 %. Найбільші величини залісненості басейнів характерні для річок Уборть (67 %) та Ілля (52%), мінімальні її показники – для річок Случ (3 %) і Горинь (4 %).

Розораність зростає з півночі на південь і найбільших значень досягає в басейні р. Случ – с. Громада (80 %).

В цілому аналіз гідрографічної мережі басейну Прип'яті свідчить про її достатній розвиток. В той же час є істотні відмінності в її формуванні, зумовлені різними природними умовами.

В межах басейну р. Прип'ять розташовані 43 гідрологічних станції та постів, на яких ведуться спостереження за стоком річок (див.табл.1.3, рис.1.5).

Вони охоплюють водозбірні площі від 141 км² (р. Виживка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ – м. Сарни). Найбільш тривалі ряди спостережень за стоковими характеристиками весняного водопілля відносяться до річок (за станом на 2010 р): Тур'я – м. Ковель (79 років), Случ – с. Громада (81 рік), Стир – м. Луцьк (85 років).

Уявлення про гідрологічну вивченість території стосовно площ водозборів, що замикаються постами, і періодів спостережень за характеристиками стоку, можна отримати на основі відомостей, зведених до табл.1.4 і 1.5.

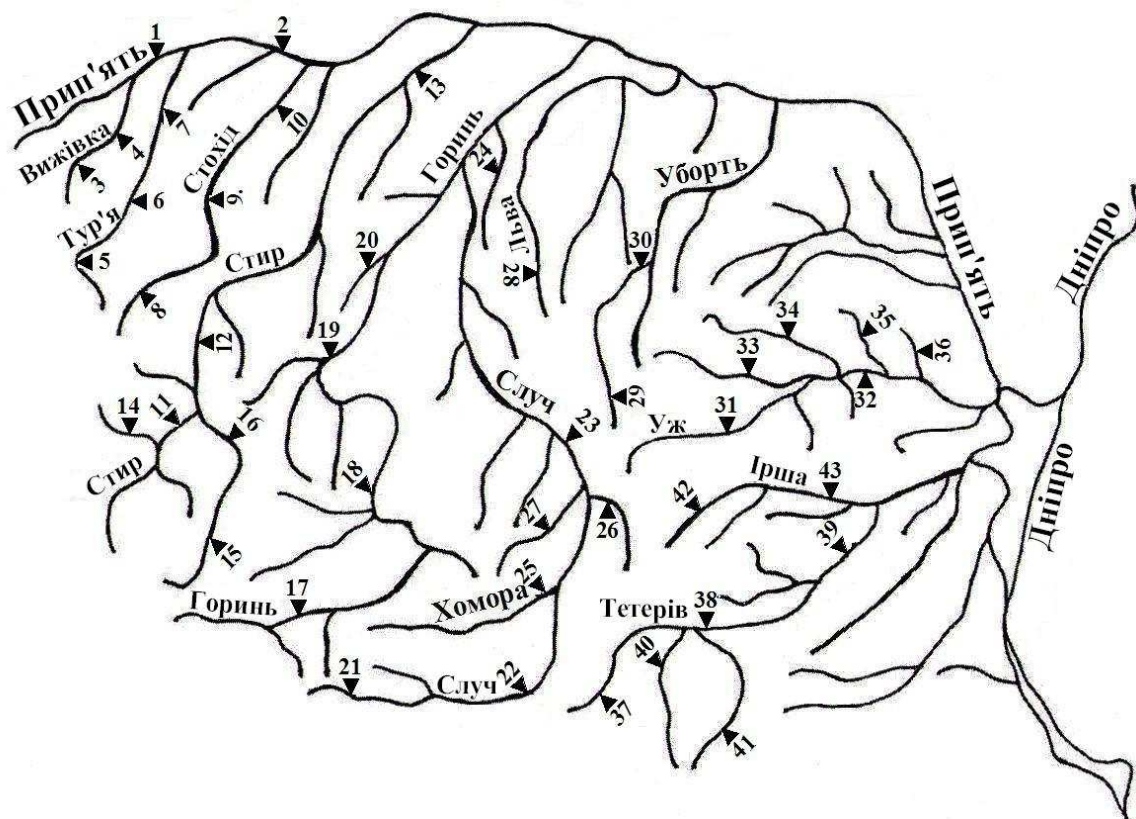


Рис. 1.5 - Схематична карта розміщення гідрологічних постів в українській частині басейну р. Прип'ять

Таблиця 1.4 - Розподіл гідрологічних постів за тривалістю спостережень (станом на 2010 рік)

	Кількість років спостережень					Всього	%
	<20	21-40	41-50	51-60	>60		
Кількість постів	1	13	5	14	10	43	-
%	2,4	30,2	11,6	32,6	23,2	-	100

Таблиця 1.5 - Розподіл гідрологічних постів за величиною водозбірних площ (станом на 2010 рік)

Площа водозбору, F , км ²	<100	101-500	501-1000	1001-5000	5001-10000	10001-50000	>50000	Всього	%
Кількість постів	-	9	9	15	8	2	-	43	-
%	-	20,9	20,9	34,9	18,6	4,7	-	-	100

Згідно з табл. 1.4 і 1.5, в гідрологічному відношенні недостатньо вивчені порівняно невеликі водозбори. Так, частка річок в площинах водозборів $F \leq 500$ км² охоплює усього 20,9 % від загальної їх кількості. Ця обставина створює певні труднощі при обґрунтуванні параметрів розрахункових схем в області малих водозборів. Досить добре вивчений стік, головним чином, на річках, середніх за розмірами водозбірних площ ($F=1000-5000$ км²). Деяко гірше вивчені річки з площинами водозборів $F \geq 5000$ км² (23,3 %).

Позитивним є те, що більшість часових рядів мають періоди спостережень більше 40 років (приблизно 67,4 %).

1.7. Водний режим річок

Водний режим річок української частини басейну р. Прип'ять визначається їх живленням, яке залежно від сезону року може бути сніговим, дощовим і підземним. Живлення часто носить змішаний характер з переважаючим значенням того або іншого виду [3,31].

Так, у весняний період річки басейну мають змішане живлення, яке включає снігове, дощове і підземне, в межень (літньо-осінню і зимову) – переважає підземне живлення, в період осінніх паводків – дощове і підземне.

Живлення річок в періоди літньо-осінньої та зимової межени забез-

печується за рахунок дренажу підземних вод.

В межах заплави р. Прип'ять та її приток відбувається розвантаження напірних вод.

Розвантаження великої кількості підземних вод в р. Прип'ять при малих уклонах річки і дзеркала ґрунтових вод, слабкому відтоку, обумовлює постійно високе стояння ґрунтових вод – від 0 до 1,0 м, рідше – 2,0 м.

Літньо-осіння межень періодично порушується дощовими паводками. У цих випадках різко збільшується водність річки за рахунок дощового живлення.

Річки басейну Прип'яті мають підпірний режим підземного стоку в річку. При підпірному режимі, тобто за наявності гідравлічного зв'язку підземних і руслових вод спостерігається прямо протилежна спрямованість фаз в порівнянні з режимом річкових вод (через утворення зворотних уклонів підземних вод в прирусловій зоні).

Для приток Прип'яті найбільш багатоводною фазою впродовж року є весняна повінь, на яку припадає в середньому 61 % річного стоку. Частка літньо-осіннього стоку в річному становить приблизно 23 %, зимового – приблизно 16 % [32]. На Прип'яті зазвичай повінь починається в першій половині березня, але в окремі роки може зміщуватися на лютий або квітень.

Середньобогаторічна тривалість затоплення заплави становить 80-110 днів, а в окремі роки – до 150-180 днів [32]. Ширина весняного розливу на Прип'яті змінюється від 5 до 15 км. Глибина затоплення переважно 0,3-0,8 м, місцями – до 2-2,5 м. Тривалість водопілля на малих річках коливається в межах від 40 до 45 днів [3].

Пік водопілля на більшості річок припадає на кінець березня – початок квітня. На притоках в порівнянні з Прип'яттю дещо змінюються строки початку водопілля: на лівобережних повінь настає пізніше, на правобережних – раніше. Проте при затяжній весні можливе майже одночасне розкриття річок у басейні, і тоді на Прип'яті спостерігаються високі водопілля. Підйом рівня води залежить в першу чергу від водності, а також від будови річкової долини або її окремих ділянок. Так, у верхів'ї Прип'яті в умовах широкої і заболоченої заплави, в поєднанні, як правило, з невеликим наростанням площі водозбору, утворюються розпластані, слабо виражені водопілля, висота яких перевищує передпідйомний рівень води в середньому на 0,5 м. Найбільш повененебезпечним районом є територія басейну в середній і нижній течії р. Прип'ять. На цій ділянці впадають такі великі притоки як р. Горинь (з площею водозбору – 9160 км²), р. Случ (13300 км²), р. Уборть (2880 км²).

Найвищі рівні весняного водопілля, як правило, є максимальними в році. Середня висота весняного водопілля над мінімальним літнім рівнем

становить 3,5-4,5 м на Прип'яті, 1,5-3 м – для лівобережних приток і 1-2,5 м – для правобережних. На малих річках стояння води на заплаві триває в середньому 25-30 днів, на середніх і великих – приблизно 1,5-2 місяці.

Обсяг весняного водопілля на річках української частки басейну р. Прип'ять становить від 47 % до 89 % річного стоку, і в цей період найчастіше спостерігаються найбільші в році витрати води. Звертає на себе увагу той факт, що приблизно в 20 % випадків річний максимум припадає на зимовий період, що пов'язано з частими вторгненнями теплих атлантичних повітряних мас, інтенсивним таненням снігового покриву і формуванням зимових паводків.

Проте у більшості випадків (понад 70 %) максимальні річні витрати води на річках регіону фіксуються навесні, при проходженні піка весняного водопілля.

За умовами формування стоку весняного водопілля територію басейну Прип'яті можна розділити на дві частини [32]: західну і східну. Межу між ними можна умовно провести по лінії виходів кристалічних порід, що приблизно відповідає вододілу між річками Горинь і Случ. Основними відмінностями між ними є геологічна будова і гідрогеологічні умови.

У західній частині характерне повсюдне поширення тріщинуватих карбонатних порід крейдяного віку, на поверхні яких широко розвинені карстові форми рельєфу у вигляді провалів, воронок, озерних улоговин. Наявність від'ємних форм рельєфу, висока поглинальна здатність піщаних відкладів, значна заболоченість уповільнюють поверхневий стік і сприяють фільтрації талих вод, знижуючи поверхневу складову і підвищуючи частку підземного живлення річок.

Для східної частини характерне поширення четвертинних піщано-глинистих відкладів на корінних породах Українського кристалічного щита. Тут відсутні карстові форми, а умови для поверхневого стоку сприятливіші, ніж в західній частині.

Весняне водопілля раніше починається на південному заході (в середньому в перших числах березня) і дещо пізніше – на північному сході (середина березня). Строки початку весняного водопілля в окремі роки коливаються в значних межах. Найбільш ранній початок весняного водопілля може спостерігатися на початку лютого (1957, 1966, 1973, 1992, 2002 рр.), а найпізніший – в перших числах квітня (1956, 1962, 1969, 1975, 1983, 1996 рр.). Між строками початку водопілля, його інтенсивністю і тривалістю існує певний зв'язок. Як правило, в пізні весни при дружному сніготаненні формуються найбільш високі і нетривалі водопілля з найбільшими максимумами (1956, 1958, 1970, 1976, 1978, 1979, 1986, 1996 рр.). У ранні весни відбувається поступове танення снігового покриву, збільшуються втрати талих вод на інфільтрацію і весняне водопілля зазвичай низьке і тривале

(1961, 1973, 1977, 1982, 1983, 1992, 2000 рр.).

Тривалість водопілля також залежить від довжини річок, залісеності, заболоченості і закарстованості водозборів. Для малих річок із закарстованими і заболоченими водозборами середня тривалість становить 40-45, а для великих – до 80 днів. Для річок з незакарстованими і мало заболоченими водозборами вона значно менша і дорівнює відповідно 36 і 55 днів.

Другим за значенням, після водопілля, гідрологічним явищем, яке завдає величезних лих у вигляді руйнування споруд, затоплення населених пунктів, промислових об'єктів і сільськогосподарських угідь, забирає людські життя, є дощові паводки. За величиною максимальних витрат і рівнів води для всього басейну Прип'яті вони менші за снігові.

Формування дощового стоку на цій території відбувається в результаті взаємодії метеорологічних чинників, які зумовлюють характер випадання зливових опадів (інтенсивність, тривалість, площу зрошування) і фізико-географічних характеристик поверхні річкових водозборів, що визначають величину втрат вологи на інфільтрацію, швидкість і час добігання її по схилах і в руслі.

У басейні р. Прип'ять часто випадають облогові дощі з інтенсивною зливовою частиною, які зрошують великі території. Дощові опади зливого характеру зазвичай випадають в червні-серпні, максимум їх спостерігається в липні. Основна маса опадів випадає під час окремих інтенсивних злив і дощів (з шаром опадів 20 мм і більше). Ефективні дощі, що утворюють поверхневий стік, випадають в межах Полісся 15-20 раз на рік.

Паводки, на відміну від водопіль, виникають нерегулярно і за величиною максимальних витрат і шарів стоку вони, як правило, істотно менші від максимумів водопіль. Проте дощові паводки 1952, 1960, 1974, 1993, 1998 рр. на багатьох притоках і створах на самій Прип'яті перевищили повінь і завдали значного збитку народному господарству (серйозно постраждали сільськогосподарські угіддя й інші освоєні території). Навіть локальні паводки значної інтенсивності на лівобережних або правобережних притоках здатні спричинити значні підйоми рівня в нижній течії Прип'яті, зумовлені просуванням паводкових хвиль. Висота паводків в середній і нижній течії Прип'яті досягає 2,0-3,5 м над передпаводковим рівнем.

У басейні р. Прип'ять максимальні дощові витрати води можуть перевищувати снігові при площах водозборів до 1500-2000 км². Максимальні модулі дощового стоку досягають 364 дм³/(с·км²) (р.Тня – с.Броніки) і пов'язані з територією виходів порід Українського кристалічного щита. Високі літньо-осінні паводки, що завдають найбільш суттєвий збиток сільському господарству й іншим галузям народного господарства за останні роки спостерігаються приблизно 1 раз в 4-6 років. У басейні Прип'яті спостерігалось 8 значних дощових паводків, спричинених інтенсивними до-

щами (червень-серпень 1948 р., червень-липень 1955 р. і 1965 р., червень-серпень 1969 р., жовтень-листопад 1974 р., червень-серпень 1980р., червень-липень 1993 р. і 1998 р.). При цьому дощові періоди нерідко тривали (з перервами) по 2-3 місяці. Пропускна спроможність заплав особливо помітно зменшується в теплий період року. Якщо в зарослому руслі витрати води при тих же рівнях в 1,3-1,5 разу менші в порівнянні з вільним від рослинності руслом, то на заплаві вони зменшуються вже в 2,0-2,5 рази. В деяких випадках заплава може бути затоплена водою, а течія на ній зовсім відсутня (верхів'я рр. Прип'ять, Вижівка, Тур'я, Стохід, Стир, Горинь). Тому під час паводків вода в річках утримується впродовж 2-3 місяців і більше при високих рівнях, які на 1,5-4,5 м вищі за звичайні меженні, затоплюючи заплави і перешкоджаючи пониженню рівнів ґрунтових вод на прилеглий території [33].

Часті щорічні відлиги у басейні р. Прип'ять нерідко призводять до зимових паводків, які яскраво виражені на малих річках. Як правило, по висоті ці паводки не перевищують весняного водопілля, за винятком тих років, коли сніготанення супроводжується випаданням рідких опадів (1948, 1982, 1986, 1989, 1998 рр.).

2 МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ

Згідно з [34], розрахункові формули максимального стоку весняного водопілля поділяються на дві основні групи:

- редуційні, в яких в явній формі відображається редуція модулів максимального стоку зі збільшенням площі водозборів;
- об'ємні, засновані на геометричній моделі гідрографів паводків і водопіль стоку.

Існують і деякі інші розрахункові структури, які займають проміжне положення [34-37].

Більш загальною, на наш погляд, є класифікація формул, запропонована Є.Д. Гопченком [36]. В окремі категорії він виділяє методи, які ґрунтуються на геометричній схематизації гідрографів паводків і водопіль (редуційні та об'ємні формули), а також формули, засновані на моделі руслових ізохрон (так звані гідромеханічні структури) і граничної інтенсивності.

2.1. Редуційні формули

Ці формули набули найбільшого поширення в практиці, завдяки простоті структури і невеликому числу розрахункових параметрів.

Формули Д.І. Кочеріна. Починаючи з 1926-1927 рр., тобто з початку періоду індустріалізації СРСР, потреба в розрахунку весняних максимумів на невивчених річках для обґрунтування гідротехнічних споруд сильно зросла. Було необхідно узагальнити наявні дослідні дані і проаналізувати географічний розподіл та характер редуції весняних максимумів. Таке узагальнення було зроблено Д.І. Кочеріним [34].

Для всього діапазону водозбірних площ логарифмічний зв'язок між максимальними модулями і площами річок виражений простим рівнянням вигляду

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

де A_m – максимальна інтенсивність водовіддачі при $F = 1 \text{ км}^2$,

F – площа водозборів, км^2 .

З недоліків розрахункової формули Д.І. Кочеріна слід зазначити неясність фізичної суті параметрів цих формул. Зокрема, параметр A_m являє со-

бою не інтенсивність водовіддачі, а максимальний модуль схилового припливу при площі водозборів $F = 1 \text{ км}^2$. Ще більше питань виникає стосовно параметра B .

Формула Д.Л. Соколовського, 1937 р. В результаті аналізу даних спостережень і фізичної суті явища редукції максимального весняного стоку Соколовський запропонував структуру вигляду [34]

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

де $A_m = q'_m$ при $F \rightarrow 0$ ($k_p = 1,0$ і $\delta = 1,0$) – максимальний модуль елементарного стоку або максимальна інтенсивність водовіддачі зі схилів в руслову мережу;

n_1 – показник степеня редукції максимального модуля стоку;

δ – узагальнений параметр, що враховує зарегульованість максимального стоку озерами, болотами, лісами, ґрунтами, карстом й іншими акумуляторами стоку;

k_p – коефіцієнт розмірності.

Недоліком (2.2) є неврахування у явному вигляді деяких чинників весняного водопілля, наприклад, шару весняного стоку і відсутність ув'язки між максимумом та іншими елементами весняного водопілля [34].

У подальших роботах Д.Л. Соколовський, взявши за вихідну модель одновершинні гідрографи схилового припливу і руслового стоку (при рівності коефіцієнтів часової нерівномірності припливу води зі схилів і стоку), геометричним шляхом надав деяке теоретичне обґрунтування формулам типу (2.2). Базове рівняння, отримане ним, можна представити в редакції

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

де t_p – час руслового добігання, д;

T_0 – тривалість схилового припливу, д.

На основі чисто формальних міркувань, порівнюючи (2.2) і (2.3), робиться висновок, що

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

Таке спрощене уявлення природи редуції максимального модуля із зростанням розмірів річки стало наслідком двох обставин:

1. Прийняття тривалості паводків T_n по сумі T_0 і t_p , тобто без урахування ефектів русло-заплавного регулювання.
2. Допущення рівності коефіцієнтів часової нерівномірності схилового і руслового стоку.

У [36] показано, що з геометричної схематизації гідрографів схилового і руслового стоку виходить більш загальне структурне рівняння, яке буде мати дещо іншу структуру, а саме

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_y, \quad (2.5)$$

де k_0 – коефіцієнт схилової трансформації стоку [38], причому

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

Y_m – загальний шар припливу води зі схилів в руслову мережу, мм;

t_p – тривалість руслового добігання, д ;

k_y – коефіцієнт редуції шару припливу по площі;

k_n – редуційний коефіцієнт, зумовлений русло-заплавним регулюванням

$$k_n = \left(\frac{m+1}{m} \right) \left[\left(\frac{n+1}{n} \right) \frac{T_n}{T_0 + t_p} \right]^{-1} \quad (2.7)$$

Для весняного водопілля, враховуючи картування Y_m , при $k_y = 1,0$ структура (2.5) дещо спроститься, тобто

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n \quad (2.8)$$

У тій же роботі розглянуті окремі випадки рівняння (2.8). Так,

при можливості осереднення по території тривалості припливу води T_0 структура (2.8) спрощується до рівня

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (2.9)$$

де $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$ – коефіцієнт дружності весняного водопілля (за термінологією СНіП 2.01.14-83).

Вираз (2.9) був покладений в основу СН 435-72, потім СНіП 2.01.14-83, а також СП 33-101-2003 (у деяких країнах СНД) при нормуванні характеристик максимального стоку весняного водопілля [39].

Якщо по території можна осереднити не лише T_0 , але й шар стоку Y_m , то (2.8) набере вигляду (2.2), де $A_m = q'_m$. О.О. Соколов [40] і К.П. Воскресенський [41], досліджуючи редукцію максимального стоку талих вод на малих водозборах, виявили її уповільнення в порівнянні з середніми і великими водозборами. Для усунення нелінійності залежностей $\lg\left(\frac{q_m}{y_m}\right) = f[\lg(F + 1)]$ в області малих площ ними рекомендовано в знаменник (2.9) включити добавку c до площі F . Тоді

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F + c)^{n_1}}. \quad (2.10)$$

На наш погляд, такий прийом є недостатньо обґрунтованим, оскільки при цьому має місце невідповідність структури (2.10) верхньому граничному значенню максимального модуля $q_m = q'_m$ (при $F = 0$). Дійсно, при одномодальній формі паводка або водопілля, згідно з [36],

$$k_0 Y_m = q'_m. \quad (2.11)$$

Підставляючи (2.11) в (2.10), запишемо вираз для безрозмірного комплексу $\frac{q_m}{q'_m}$, тобто

$$\frac{q_m}{q'_m} = \frac{1}{(F + c)^{n_1}}. \quad (2.12)$$

З (2.12) видно, що при $F \rightarrow 0$ відношення $\frac{q_m}{q'_m} = \left(\frac{1}{c}\right)^{n_1}$, тоді як

верхнім граничним значенням для $\frac{q_m}{q'_m}$ є одиниця. Більш відповідним редуційній структурі є методичний підхід, який запропонував Є.Д. Гопченко [42]. Його суть полягає в диференціації степеневого показника n_1 при F :

а) в області малих площ, коли $F < F_0$ (де можливе уповільнення редуції максимального модуля)

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F + 1)^{n_1}}; \quad (2.13)$$

б) при площах водозборів $F \geq F_0$

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F / F_0)^{n_2}} (F_0 + 1)^{-n_1}, \quad (2.14)$$

де F_0 – верхнє граничне значення слабкоредукованої площі, причому $n_2 > n_1$.

Формула Г.А. Алексєєва. До редуційних формул Д.Л. Соколовським [34] віднесена і формула Г.А. Алексєєва [43], що має вигляд

$$q_m = \frac{r q'_m}{1 + \frac{q'_m L}{Y_m V}}, \quad (2.15)$$

де r – коефіцієнт, який враховує зарегульованість стоку озерами і водосховищами,

q'_m – максимальний модуль (чи інтенсивність) припливу води в руслову мережу зі схилів водозбору, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

Y_m – шар паводкового стоку, мм;

L – довжина річки, км;

V – розрахункова швидкість добігання води по довжині річки, визначувана залежно від шуканої максимальної витрати Q_m та ухилу річки J за формулою

$$V = aJ^{1/3}Q_m^{1/4} \quad (2.16)$$

Формула (2.15), на думку Г.А. Алексеева, найбільш теоретично обґрунтована для розрахунку максимальних витрат води як весняних повеней, так і дощових паводків. За наявності у басейні боліт і лісів, (2.15) запишеться у вигляді

$$q_m = \frac{rq'_m}{\delta + \frac{q'_m L}{Y_m V}}, \quad (2.17)$$

де

$$\delta = 1 + \alpha(f_l + f_b), \quad (2.18)$$

f_l – лісистість басейну в частках від площі водозборів;

f_b – відносна заболоченість;

α – коефіцієнт, що враховує склад лісонасаджень.

Основний параметр формули q'_m рекомендується визначати при розрахунках максимальних витрат весняних водопіль за формулою

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

де $k_0 = \frac{q'_m}{Y_m}$ названий Г.А. Алексеевим коефіцієнтом дружності водопілля.

Враховуючи, що час добігання $\tau = \frac{L}{v}$ або $\tau = \frac{L}{86,4v}$ доби, можна формулу (2.15) записати в редакції

$$q_m = \frac{k_0 Y_m r}{\delta + 86,4k_0 \tau}, \quad (2.20)$$

в якій вона наводиться у деяких наукових працях.

Ця формула відрізняється від інших структур тим, що в ній редукція максимальних модулів стоку враховується через тривалість добігання τ , а не через площу водозбору F .

Одним з істотних недоліків є прийняття Г.А. Алексеевим постійного значення $k_0 = 0,003$ [44].

Об'ємні формули. Структура об'ємної формули має вигляд [36]

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (2.21)$$

де Y_m – загальний шар припливу води зі схилів в руслову мережу, мм;

T_n – тривалість руслового гідрографа, д.

Сам по собі вираз (2.21) є лише одним з редакційних варіантів об'ємної формули. При одномодальній формі руслових гідрографів в загальному випадку:

$$q_m = k_\phi \frac{Y_m}{T_n}, \quad (2.22)$$

де k_ϕ – коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку. З порівняння (2.21) і (2.22) виходить, що

$$k_\phi = \frac{m+1}{m}. \quad (2.23)$$

Для території України ще в 1938 р. А.В. Огієвський [45] структуру (2.22) застосував для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля, взявши $k_\phi = 2,0$, а $T_n = T_0 + t_p$.

Недоліки формули А.В. Огієвського очевидні і полягають вони в такому:

1. Форма руслового гідрографа, що виражена через k_ϕ , не є сталою величиною, а тим більше, рівною двом.
2. Не відповідає дійсності і прийняття $T_n = T_0 + t_p$, оскільки в цьому випадку не враховуються ефекти русло-заплавного регулювання на трансформацію гідрографів стоку.

Подальшого розвитку схема А.В. Огієвського набула в роботах В.І. Мокляка [46]. Для річок України він розробив формулу максимальних витрат води від талих вод, яка в розрахунковому варіанті має вигляд

$$Q_m = \frac{\delta W}{T_n} = \frac{0,0116 \delta Y_m F}{m t_c + t_k + t_{nr}}, \quad (2.24)$$

де Q_m – максимальна витрата води, м³/с;

δ – коефіцієнт форми гідрографа;

W – сумарний об'єм стоку, м³;

T_n – тривалість водопілля, д.

У формулі В.І. Мокляка передусім уточнено поняття розрахункової тривалості водопілля, яке дорівнює сумі

$$T_n = T_c + t_p + t_{cx} + t_{нр}. \quad (2.25)$$

Оскільки

$$T_c + t_{cx} = T_0, \quad (2.26)$$

то

$$T_n = T_0 + t_p + t_{нр}, \quad (2.27)$$

де T_c – тривалість сніготанення, д;

T_0 – тривалість припливу води зі схилів під час водопілля, д;

t_{cx} – тривалість схилового добігання, д;

$t_{нр}$ – тривалість просування фронту сніготанення на водозборі, д.

Інтерес також представляють дослідження В.І. Мокляка в частині розрахунку коефіцієнтів форми руслових гідрографів δ (у наших позначеннях k_{ϕ} або $\frac{m+1}{m}$) від розміру водозбірних площ. При цьому:

а) при $(t_p + t_{cx}) < 1$ д

$$\delta = \frac{2,8}{\sqrt{t_p + t_{cx}}}; \quad (2.28)$$

б) при $(t_p + t_{cx}) > 11$ д

$$\delta = 2,8 + 0,05(t_p + t_{cx} - 11); \quad (2.29)$$

в) в діапазоні 1 доба $< (t_p + t_{cx}) < 11$ д

$$\delta = 2,8 \quad (2.30)$$

В.І. Мокляк справедливо звернув увагу і на той факт, що у більшості формул врахування залісненості та заболоченості здійснюється через поправкові коефіцієнти безпосередньо до максимальних витрат води, а не до параметрів стоку, які в тій чи іншій мірі зумовлені залісненістю і заболоченістю.

На цій підставі він рекомендує тривалість водовіддачі на заліснених і

заболочених водозборах визначати в такій формі

$$T_c(f_l, f_{\bar{o}}) = m_c T_c, \quad (2.31)$$

де m_c – емпіричний коефіцієнт, рівний

$$m_c = 1 + \alpha_l \frac{f_l}{F} + \frac{f_{\bar{o}}}{F}. \quad (2.32)$$

Для листяних лісів $\alpha_l = 0,7$, для хвойних – 1,0.

При повній залісеності і заболоченості водозборів тривалість водо-віддачі зі снігу збільшується майже в 3 рази.

Більшої популярності набула об'ємна формула, обґрунтована Д.Л. Соколовським [47]. Рівняння одномодального гідрографа повені він записав у вигляді:

а) для гілки підйому

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t}{t_n} \right)^{m'}; \quad (2.33)$$

б) для гілки спаду

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t_{cn} - t}{t_{cn}} \right)^{n'}, \quad (2.34)$$

де t_n і t_{cn} – тривалість підйому і спаду водопілля відповідно, д.

Інтегрування (2.33) і (2.34) по t_n і t_{cn} , а також подальші не складні перетворення приводять до базових рівнянь:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_n} f \quad (2.35)$$

або

$$q_m = \frac{Y_m}{T_n} f (1 + \gamma), \quad (2.36)$$

де f – коефіцієнт форми руслових гідрографів

$$f = \frac{(m'+1)(n'+1)}{(n'+1) + \gamma(m'+1)}, \quad (2.37)$$

а

$$\gamma = \frac{t_{cn}}{t_n}. \quad (2.38)$$

Із зіставлення (2.21) і (2.22) з (2.36) видно, що множник $f(1+\gamma)$ співпадає з коефіцієнтом нерівномірності руслового стоку k_ϕ – в (2.22) або $\frac{m+1}{m}$ – в (2.21).

Найбільш прийнятним, на наш погляд, є базове рівняння (2.21), в якому усі параметри можна визначити з матеріалів гідрологічних станцій і постів, особливо для весняного водопілля.

З цією метою чисельник і знаменник (2.21) домножимо на $(T_0 + t_p)$ і запишемо його у вигляді

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_n, \quad (2.39)$$

де k_n – коефіцієнт, зумовлений русло-заплавним регулюванням і до-рівнює

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}. \quad (2.40)$$

Розв'язання (2.39) досягається шляхом послідовних наближень з накладенням деяких обмежень на k_n , наприклад $k_n = 1,0$, при $F \rightarrow 0$ [36, 48].

Формула СНіП 2.01.14-83. Розрахунок максимальних витрат води весняного водопілля рекомендується здійснювати за формулою [49], що загалом співпадає із структурою (2.10)

$$Q_p = \frac{k_0 Y_p}{(F + b)^{n_1}} F \mu \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (2.41)$$

де k_0 – коефіцієнт дружності водопілля, який визначається за даними річок-аналогів шляхом зворотних розрахунків з формули (2.41);

Y_p – розрахунковий шар сумарного весняного стоку щорічної ймовірності перевищення $P\%$ (встановлюється залежно від коефіцієнта варіації C_v і співвідношення C_s / C_v), мм;

μ – коефіцієнт, що враховує нерівність статистичних параметрів шарів

стоку і максимальних витрат води (береться залежно від розрахункової забезпеченості і географічного положення об'єктів);

$\delta_1, \delta_2, \delta_3$ – коефіцієнти, що враховують зниження максимальних витрат води в заліснених, заболочених і зрегульованих (ставками, водосховищами, озерами) басейнах, причому

$$\delta_1 = \frac{\alpha_1}{(1 + f_l)^{n_2}}, \quad (2.42)$$

α_1 – параметр, що береться з таблиці залежно від розташування лісу на водозборі;

f_l – відносна залісеність, %.

Коефіцієнт δ_2 обчислюється за формулою

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(1 + 0,1f_b), \quad (2.43)$$

де β – коефіцієнт, що береться з таблиці залежно від типу боліт і переважного механічного складу ґрунтів в межах боліт і заболочених земель;

f_b – відносна заболоченість водозборів, %.

За наявності внутрішньо болотних озер, розосереджених по басейну і розташованих поза головним руслом і основними притоками, їх слід включати у відносну площу боліт. Коефіцієнт озерності обчислюється за формулою

$$\delta_3 = \frac{1}{(1 + cf'_{oz})}, \quad (2.44)$$

де коефіцієнт c визначається залежно від середнього багаторічного шару весняного стоку \bar{Y}_m , згідно з табл. 2.1.

Таблиця 2.1 - Коефіцієнт c у формулі (2.44)

\bar{Y}_m , мм	100 і більше	від 99 до 50	від 40 до 20	<20
c	0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4

Середній зважений коефіцієнт озерності f'_{oz} (%) обчислюється за формулою

$$f'_{oz} = \sum_{i=1}^n (100F_{oz}F_i / F). \quad (2.45)$$

Вплив ставок, які регулюють меженний стік при розрахунку максимальних витрат води ймовірністю перевищення менше 5 %, не враховується, а при $P > 5\%$ допускається зменшення розрахункової витрати води до 10 % [49].

2.2. Формули, засновані на теорії руслових ізохрон

Оптимальне вирішення проблеми формування стоку було започатковано в роботах [50,51], у яких об'єднані рівняння нерозривності та руху потоку на схилах у вигляді структури

$$c_0(n_0 + 1)y^{n_0} \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h_t, \quad (2.46)$$

де c_0 і n_0 – параметри формули швидкостей схилового стікання;
 y – глибина рівномірно розподіленого по площі шару стоку, м;
 h_t – інтенсивність стокоутворення.

У 1940 р. Г.А. Алексєєв [52] розробив, а потім і вирішив диференціальне рівняння руслового стоку

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + V_D \frac{\partial \omega}{\partial x} = P(t), \quad (2.47)$$

де $P(t)$ – бічний приплив на одиницю довжини будь-якого русла, мм;

V_D – швидкість руху повеневої хвилі, м/с.

А.М. Бефані значно розширив область використання рівняння (2.47), поклавши в його основу систему стаціонарних руслових ізохрон.

Модель формування максимального стоку А.М. Бефані (без урахування ефектів русло-заплавного регулювання). Руслові системи, окрім безпосереднього припливу води зі схилів, отримують живлення і від різного порядку бічних приток. Тому диференціальне рівняння стоку русловою системою записується таким чином [53]

$$V_D \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = n_x Q'_t, \quad (2.48)$$

де ω – площа поперечного перерізу усіх русел в площині ізохрони, віддаленої на відстань x від вододілу, км²;

Q'_t – ординати гідрографів припливу води зі схилів в руслову мережу;

n_x – число русел, що перетинаються ізохроною в створі, причому

$$n_x = \frac{B_x}{2\ell} = \alpha B_x, \quad (2.49)$$

B_x – ширина басейну по ізохронах руслового добігання, що є функцією відстані від витоку, км;

ℓ – довжина схилу, км;

α – коефіцієнт густоти гідрографічної мережі.

Враховуючи (2.49),

$$V_D \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha Q'_t B_x. \quad (2.50)$$

Інтегрування (2.50) виконано за таких початкових і граничних умов: $t=0$ і $\omega=0$; $x=0$ і $\omega=0$. Залежно від співвідношення між часом руслового добігання t_p і тривалістю припливу води з схилів в руслову мережу T_0 визначені два основних типи формування максимального стоку – коли $t_p < T_0$ і коли $t_p \geq T_0$.

У першому випадку максимальна витрата води формується частиною схилового припливу при площі живого перерізу

$$\omega_m = \alpha \int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} Q'_t B_x dt, \quad (2.51)$$

де t_{kp} – час настання максимальної витрати води, д.

Для басейнів зі змінною шириною

$$\omega_m = k_1 B_{cp} Y_{t_p}, \quad (2.52)$$

а

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1, \quad (2.53)$$

Y_{t_p} – «діючий» шар схилового припливу, мм;

k_1 – «перший» гідрографічний коефіцієнт

$$k_1 = \frac{\int_{t_{кр}}^{t_{кр}} Q'_t B_x dt}{B_{ср} \int_{t_{кр}}^{t_{кр}} Q'_t dt}, \quad (2.54)$$

$B_{ср}$ – середня ширина водозбору по ізохронах руслового добігання, км.

Якщо $t_p \geq T_0$, то максимальний модуль формується всім шаром припливу Y_m , але лише з частини площі водозбору $F_D = B'_{ср} V_D T_0$, де $B'_{ср}$ – середня ширина водозборів в межах діючої площі. Площа живого перерізу ω_m , яка зумовлює формування максимальної витрати води, в цьому випадку дорівнює

$$\omega_m = \alpha \int_0^{T_0} Q'_t B_x dt. \quad (2.55)$$

Максимальний модуль стоку при цьому є

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2, \quad (2.56)$$

де k_2 – «другий» гідрографічний коефіцієнт

$$k_2 = \frac{\int_0^{T_0} Q'_t B_x dt}{B_{ср} \int_0^{T_0} Q'_t dt}. \quad (2.57)$$

Зважаючи на те, що $Y_{t_p} / Y_m = \varphi$, узагальнене рівняння для максимального модуля запишеться таким чином

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_\Gamma, \quad (2.58)$$

де k_{Γ} – гідрографічний коефіцієнт, що дорівнює k_1 – при $(t_p/T_0) < 1,0$, і k_2 , якщо $(t_p/T_0) \geq 1,0$.

Модель формування максимального стоку А.М. Бефані (з урахуванням русло-заплавного регулювання). Пізніше А.М. Бефані [54] у (2.58) ввів два редуційні коефіцієнти: ε'_n і k_y . Перший пов'язаний з ефектами русло-заплавного регулювання [55], а другий – з нерівномірністю розподілу шарів припливу по площі.

У загальному вигляді модель А.М. Бефані (2.58) можна представити рівнянням [54]

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \phi k_{\Gamma} \varepsilon'_n. \quad (2.59)$$

При одномодальній формі гідрографів схилового припливу, згідно з [36], k_1 і k_2 в параметричній формі дорівнюють:

а) при $(t_p/T_0) < 1,0$

$$k_1 = \frac{1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n}{1 - \frac{1}{n + 1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n}; \quad (2.60)$$

б) при $(t_p/T_0) \geq 1,0$

$$k_2 = \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1}, \quad (2.61)$$

де m_1 – показник степеня в рівнянні кривої ізохрон руслового добігання.

Пам'ятаючи, що Y_{t_p} пов'язаний з Y_m співвідношенням $Y_{t_p} = \phi Y_m$, запишемо вираз для коефіцієнта повноти схилового припливу ϕ :

а) при $(t_p/T_0) < 1,0$

$$\phi = \frac{n + 1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n + 1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (2.62)$$

б) при $(t_p/T_0) \geq 1,0$

$$\varphi = 1,0. \quad (2.63)$$

Моделі А.В. Огієвського та І.А. Железняка. Виходячи із загальних уявлень про процеси формування поверхневого стоку на основі методу ізохрон руслового добігання, А.В. Огієвський [45] запропонував базове рівняння (без урахування ефектів русло-заплавного регулювання) у вигляді

$$Q_i = f_i q'_1 + f_{i-1} q'_2 + \dots + f_{i-T_0+2} q'_{T_0-1} + f_{i-T_0+1} q'_{T_0}. \quad (2.64)$$

З урахуванням природного регулювання ємністю річкового русла

$$Q_i = f_i q'_1 + f_{i-1} q'_2 + \dots + f_{i-T_0+1} q'_{T_0} \pm f(W_i), \quad (2.65)$$

причому W_i – має знак мінус на підйомі, а плюс – на спаді. Огієвський обґрунтував і рівняння для максимальної витрати води Q_m .

У випадку $t_p > T_0$ і при допущенні, що в межах F_D («діюча площа»)

$$f_1 = f_2 = \dots = f_n = f, \quad (2.66)$$

максимальна витрата води дорівнює

$$Q_m = f \sum_{i=0}^{T_0} q'_i = f y_m = b V_D Y_m, \quad (2.67)$$

де b – ширина водотоку у межах міжізохронних площадок, км;

V_D – швидкість руслового добігання, м/с.

Для врахування «непрямокутності» басейну Огієвський в (2.67) вводить коефіцієнт нерівномірності розвитку басейну ρ , тоді

$$Q_m = \rho b V_D y_m, \quad (2.68)$$

де

$$\rho = \frac{f_i q'_1 + f_{i-1} q'_2 + \dots + f_{i-T_0+1} q'_{T_0}}{f(q'_1 + q'_2 + \dots + q'_{T_0})}. \quad (2.69)$$

Допускаючи, що

$$q'_1 = q'_2 = \dots = q'_n = \frac{Y_m}{T_0}, \quad (2.70)$$

(2.67) набуде вигляду

$$Q_m = \sum_{j=1}^{T_0} f_j q'_j = \sum_{j=1}^{T_0} f_j \frac{Y_m}{T_0} = F_\partial \frac{Y_m}{T_0}. \quad (2.71)$$

У зв'язку з процедурою осереднення q'_t в (2.71) вводиться коефіцієнт нерівномірності віддачі ψ за період T_0 , який дорівнює

$$\psi = \frac{q'_1 f_i + q'_2 f_{i-1} + \dots + q'_{T_0} f_{i-T_0+1}}{q'(f_1 + f_2 + \dots + f_{i-T_0+1})}. \quad (2.72)$$

Тоді

$$Q_m = \psi F_\partial \frac{Y_m}{T_0} = \psi b V_\partial Y_m \rho. \quad (2.73)$$

За А.В. Огієвським,

$$1,0 \leq \alpha = \rho \psi \leq 1,35. \quad (2.74)$$

Нарешті, в (2.73) вводиться ще й коефіцієнт зарегулювання максимальної витрати русловою ємністю β (для озер і водосховищ). Отже

$$Q_m = \alpha \beta V_\partial b_\partial Y_m. \quad (2.75)$$

Зважаючи на протилежність зміни α і β із зростанням площі водозбору, Огієвський допускає $\alpha \beta = 1,0$.

В результаті, при $t_p > T_0$ маємо

$$Q_m = 0,0116 V_\partial b_\partial Y_m. \quad (2.76)$$

Щоб уніфікувати (редакційно) розрахункову формулу, він вводить поняття діючого модуля, рівного

$$q_\partial = \frac{Q_m}{F_\partial}. \quad (2.77)$$

З урахуванням (2.76) і (2.77)

$$q_{\partial} = 0,0116 \frac{Y_m}{T_0}. \quad (2.78)$$

Випадок $t_p < T_0$. Він має два варіанти:

1) при $(1 \text{ доба} < t_p) < T_0$

$$Q_m = f(\sum q_i)_m = \alpha Y_{t_p} V_{\partial} b_{\partial} \quad (2.79)$$

Звідки

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \alpha \frac{Y_{t_p}}{t_p}. \quad (2.80)$$

Використовуючи (2.78) і (2.80), запишемо вираз для q_{∂}

$$q_{\partial} = 0,0116 \alpha k'_1 \frac{Y_m}{T_0}, \quad (2.81)$$

де коефіцієнт k'_1 є

$$k'_1 = \frac{Y_{t_p} T_0}{Y_m t_p} = \varphi \frac{T_0}{t_p}; \quad (2.82)$$

2) при $t_p < 1 \text{ д}$

$$Q_m = k'_2 q_{\partial} F_{\partial}, \quad (2.83)$$

де k'_2 – коефіцієнт внутрішньодобової нерівномірності водовіддачі.

Уніфікована формула максимальної витрати води має вигляд

$$Q_m = 0,0116 \alpha k \frac{Y_m}{T_0} F_{\partial}, \quad (2.84)$$

де $k = 1$ – при $t_p > T_0$;

$k = k'_1$ – при $(1 \text{ д} \leq t_p) < T_0$;

$k = k'_2 k'_0$ – при $t_p < 1 \text{ д}$.

Модель А.В. Огієвського – це перша спроба побудови розрахункової методики для максимального стоку весняного водопілля і в сучасній гідрологічній літературі вона практично не висвітлюється.

Теорія ізохрон в Україні розроблялася досить активно учнями А.В. Огієвського – Й.А. Железняком [56], В.І. Мокляком [57],

П.Ф.Вишневським [58] та ін.

При відліку часу від витoku і без урахування регулюючого впливу руслової мережі Й.А. Железняком [56] рівняння (2.64) записано в редакції:

$$Q_i^* = q'_i f_{t_p} + q'_{i-1} f_{t_p-1} + \dots + q'_{t_p T_0} f_1 . \quad (2.85)$$

З урахуванням руслового регулювання

$$Q_i = \left(q'_i f_{t_p} \pm \frac{\Delta W_{t_p}}{\Delta t} \right) + \left(q'_{i-1} f_{t_p-1} \pm \frac{\Delta W_{(t_p-1)-t_p}}{\Delta t} \right) + \dots + \left(q'_{i-T_0+1} f_1 \pm \frac{\Delta W_{1-t_p}}{\Delta t} \right), \quad (2.86)$$

де $\frac{\Delta W_{t_p}}{\Delta t}$, $\frac{\Delta W_{(t_p-1)-t_p}}{\Delta t}$, ... – частини стоку, які витрачаються на заповнення руслової ємності в межах нижньої одиничної площі t_p , двох суміжних нижніх площ t_p і $(t_p - 1)$ і так далі. Трансформація максимальної витрати Q_m^* під впливом руслового регулювання відображається за допомогою коефіцієнта β , рівного

$$\beta = \frac{Q_m}{Q_m^*}. \quad (2.87)$$

Реалізація моделі ізохрон потребує наявності не лише кривої одиничної ширини і графіків водовіддачі, але й трансформаційної функції (пов'язаної з ємністю руслового регулювання), тому надалі Й.А. Железняк використав функцію впливу P_i , яка є комбінацією двох функцій трансформації – кривої ізохрон (одиничної ширини) і руслового регулювання. У такій постановці

$$Q_i = q'_i P_1 + q'_{i-1} P_2 + \dots + q'_{i-t_p+1} P_{t_p}. \quad (2.88)$$

Функція впливу визначається за даними на вході і виході (за умови додатних ординат). У деяких випадках не виключається згладжування отриманих функцій на ділянках з ординатами, що мають порівняно невеликі значення. Оптимізація відносно функції впливу P_i є необхідною. Річ у

тому, що в інтегральних показниках вона враховує трансформацію стоку під впливом часу добігання, а також динаміку і особливості русло-заплавного регулювання. Проте, як показали дослідження авторів [55], міра русло-заплавного регулювання визначається багато в чому формою графіків припливу води зі схилів в руслову мережу. Тому при типізації функцій P_i необхідно брати до уваги характер припливу води зі схилів. І тільки після аналізу результатів оптимізації при різних гідрографах схилового припливу можна судити про можливість типізації P_i .

Відносно максимальної витрати води Й.А. Железняк розглядає тільки діапазон водозборів з $t_p < T_0$. З (2.88)

$$Q_m = (\sum^{t_p} q'_i P_j)_m = k_{y.m.p.} \bar{q}'_{t_p} F, \quad (2.89)$$

де $k_{y.m.p.}$ – коефіцієнт врахування похибки, зумовленої допущенням, що кожен з N розрахункових інтервалів водовіддачі однаковий і дорівнює середньому значенню \bar{q}'_{t_p} , тобто

$$k_{y.m.p.} = \left(\frac{\sum^{t_p} q'_i P_j}{\bar{q}'_{t_p} F} \right) \geq 1,0. \quad (2.90)$$

Після чисто редакційних перетворень рівняння (2.81), обґрунтованого А.В. Огієвським, Й.А. Железняк представив максимальну середньодобову витрату води у вигляді

$$\tilde{Q}_m = 0,0116 k_{m.g.m.} Y_m F, \quad (2.91)$$

де $k_{m.g.m.}$ – метеоролого-гідравліко-морфометричний параметр, який є відношенням

$$k_{м.з.м.} = \frac{(\sum q'_i P_j)_m}{T_0 \sum q'_i} \cdot \quad (2.92)$$

Своєрідно реалізована модель ізохрон В.І. Мокляком [57] та П.Ф. Вишневським [58]. Розглядаючи випадок $t_p < T_0$, вони рівняння (2.85) записують таким чином

$$Q_m = h_m (a_1 b_n + a_2 b_{n-1} + \dots + a_n b_1) F, \quad (2.93)$$

$$\text{де } a_1 = \frac{h_1}{h_m}, a_2 = \frac{h_2}{h_m}; b_1 = \frac{f_1}{F}, b_2 = \frac{f_2}{F}.$$

Позначаючи вираз, який стоїть в дужках, через φ' , що є свого роду коефіцієнтом редукції, вони (2.93) беруть в редакції

$$q_m = h_m \varphi', \quad (2.94)$$

де h_m – середня максимальна інтенсивність водовіддачі за 10-хвилинний (у П.Ф. Вишневського) або годинний (у В.І. Мокляка) інтервали часу.

Деякі автори, за чисто зовнішніми ознаками, формулу (2.94) помилково відносять до методів граничної інтенсивності. Принаймні, по фінальних структурах визначення φ' їх швидше слід віднести до редукційних. За П.Ф. Вишневським [58]:

$$\text{а) при } \frac{t_p}{T_0} < 1,0$$

$$\varphi' = \frac{2,26}{1 + 6,3 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (2.95)$$

$$\text{б) при } \frac{t_p}{T_0} \geq 1,0$$

$$\varphi' = \frac{0,626}{1 + 1,02 \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.96)$$

За В.І. Мокляком [38]

а) при $\frac{t_p}{T_0} > 1,0$

$$\varphi' = \frac{0,28 + 0,07 \frac{t_p}{T_0}}{1 + 2 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (2.97)$$

б) при $\frac{t_p}{T_0} < 1,0$, але $t_p > 1$ д

$$\varphi' = \frac{0,35}{1 + 2 \frac{t_p}{T_0}}; \quad (2.98)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} < 1,0$ та $t_p < 1$ доби

$$\varphi' = \frac{T_0}{0,92T_0 - 0,24 + (1,94T_0 + 5,95)t_p}; \quad (2.99)$$

г) для дуже малих потоків ($t_p \leq 0,04$ д)

$$\varphi' = 1,0.$$

Є.Д. Гопченко, М.Є. Романчук [59] пропонують, виходячи з моделі руслових ізохрон, дещо інший шлях вирішення задачі відносно максимальної витрати води Q_m :

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V_{\partial} \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt; \quad (2.100)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V_{\partial} \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt \quad (2.101)$$

Згідно з [59],

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

а

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right], \quad (2.103)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу;

B_m – максимальна ширина водозбору по ізохронах руслового добігання.

Функції q'_t і B_t розглядаються в розгортці від максимальних ординат.

При розв'язанні (2.100) і (2.101) здійснено усереднювання функції ε_t по t_p і T_0 . Тоді

а) при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{np} = V_{\partial} \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt; \quad (2.104)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{np} = V_{\partial} \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} q'_t B_t dt. \quad (2.105)$$

Відношення наближених редакцій (2.104) і (2.105) до базових рівнянь (2.100) і (2.101) є k_{ε} :

а) при $t_p < T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_{\varepsilon} = \frac{\int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt}{\bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt}; \quad (2.106)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k'_{\varepsilon} = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt}{\bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} q'_t B_t dt}. \quad (2.107)$$

З (2.106) і (2.107):

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = (Q_m)_{np} k'_\varepsilon = V_\partial \bar{\varepsilon}_{t_p} k'_\varepsilon \int_0^{t_p} q'_t B_t dt; \quad (2.108)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = (Q_m)_{np} k'_\varepsilon = V_\partial \bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon \int_0^{T_0} q'_t B_t dt. \quad (2.109)$$

Інтегрування (2.108) і (2.109) з урахуванням (2.102) і (2.103), дозволяє отримати вирази:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = V_\partial q'_m B_m \bar{\varepsilon}_{t_p} k'_\varepsilon t_p \left[\frac{m_1}{m_1 + 1} - \frac{m_1}{(n + 1)(n + m_1 + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.110)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V_\partial q'_m B_m \bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon T_0 \left[\frac{n}{n + 1} - \frac{n}{m_1(n + m_1 + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right]. \quad (2.111)$$

В (2.110) і (2.111) B_m запишемо через середню ширину водозбору $B_{сер}$, для чого проінтегруємо рівняння (2.103) по t_p і осереднемо результат, тобто

$$B_{сер} = \frac{1}{t_p} \int_0^{t_p} B_t dt = \frac{m_1}{m_1 + 1} B_m. \quad (2.112)$$

Звідки

$$B_m = \frac{m_1 + 1}{m_1} B_{сер}. \quad (2.113)$$

Після підстановки (2.113) в (2.110) і (2.111) і, записуючи їх відносно максимального модуля стоку, отримаємо:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{B_{cp}L} = q'_m \left[1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(n+m_1+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon; \quad (2.114)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{B_{cp}L} = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(n+m_1+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right] \bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon. \quad (2.115)$$

З (2.114) і (2.115) видно, що трансформація максимального модуля схилового припливу q'_m в русловий q_m , незалежно від співвідношення між t_p і T_0 , визначається двома ефектами – розпластуванням під впливом часу руслового добігання t_p і русло-заплавним регулюванням ($\bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon$ чи $\bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon$). За аналогією з [59, 60], для першої трансформаційної функції введемо позначення $\psi(t_p/T_0)$, тобто:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(n+m_1+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (2.116)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(n+m_1+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]. \quad (2.117)$$

Стосовно другої трансформаційної функції, то її в параметричній формі, аналогічній $\psi(t_p/T_0)$, записати важко, оскільки загальний вигляд ε_t – невідомий. Тому множення $\bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon$ і $\bar{\varepsilon}_{T_0} k'_\varepsilon$ представимо узагальненим параметром ε_F , який підлягає надалі визначенню. Таким чином, об'єднуючи (2.114) і (2.115), з урахуванням (2.116) і (2.117), формулу максимального стоку для паводків і водопіль можна представити в редакції [61]:

$$q_m = q'_m \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F. \quad (2.118)$$

Схематично структура (2.118) ілюструється рис. 2.1.

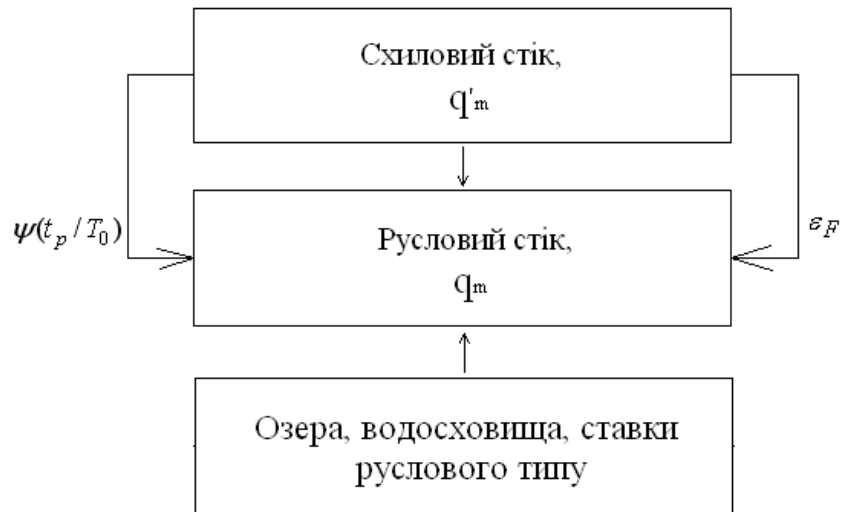


Рис. 2.1 – Схема трансформації схилового припливу в русловій стік

Максимальний модуль схилового припливу q'_m можна визначити, якщо проінтегрувати (2.102) по T_0 , тобто

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = \frac{n}{n+1} T_0 q'_m. \quad (2.119)$$

З (2.119)

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (2.120)$$

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

В монографії авторами для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять пропонується варіант формули, оснований на геометричній моделі одномодальних гідрографів стоку (див. п.4.2).

2.3 Методи розрахунку максимального стоку, що застосовуються в зарубіжних країнах

Проблема формування та розрахунку паводків за кордоном вирішується на основі методів гідрологічної аналогії, граничної інтенсивності та граничних максимумів.

Найбільш поширені в США формули Джервиса і Майерса [62], в Італії – У. Раффа [63], причому остання багато спільного має з методикою СНіП 2.01.14-83

$$q_m = q_{100} \left(\frac{100}{F} \right)^{2/3} \quad (2.121)$$

Близька до неї за структурою формула повторюваності [64]

а) в редакції Фуллера

$$q_m = \bar{q} (1 + C_v C_f \lg T_p), \quad (2.122)$$

де \bar{q} – середній багаторічний максимальний модуль, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

C_f – емпіричний регіональний коефіцієнт;

T_p – повторюваність.

б) в редакції Хортон Р.Е., 1926 р.

$$q_m = q'_m (1 - e^{-k T_p^n}), \quad (2.123)$$

де q'_m – максимально можливий модуль стоку протягом розрахункової тривалості T_p ;

в) в редакції Хортон Р.Е., 1914 р.

$$q_m = \frac{k T_p^n}{F}, \quad (2.124)$$

де k – параметр, який приблизно дорівнює 4000.

Більшість проектувальників у США використовує раціональний метод [65]

$$q_m = \eta \bar{a}_\tau, \quad (2.125)$$

де η – коефіцієнт стоку;

\bar{a}_τ – середня інтенсивність опадів за розрахункову тривалість τ .

$$\tau = C_t \left(\frac{L - \bar{L}}{\sqrt{J_p}} \right), \quad (2.126)$$

де L – довжина водотоку до розрахункового створу, км;

\bar{L} – довжина по головному руслу до геометричного центра водозбору, км;

C_t – параметри, які дорівнюють: $C_t = 0,8$;

$n = 0,39$ (у межах Каліфорнії).

Коефіцієнт стоку η , за Бернардом [63], дорівнює

$$\eta = \eta_m \left(\frac{T_p}{100} \right)^x, \quad (2.127)$$

де η_m та x – параметри, які для тривалості $\tau = 1440$ х картовані.

Приблизно з 1960 р. Ліндслей, Кроуферд [66] та інші автори розробляли модель гідрологічного процесу на водозборі, яка одержала назву стендфордської. Ґрунтується вона на теоретичному аналізі складових сніготанення. Але частіше для розрахунку весняних водопіль застосовується метод одиничного паводка.

Робились спроби використання для розрахунку максимальних модулів стоку залежностей між модулями q_m і шарами стоку y_m .

Базове рівняння має вигляд [67]

$$\lg q_m = b + a \lg Y_m \quad (2.128)$$

За Роджером (1980), вираз (2.128) представлено у дещо модифікованому форматі, а саме

$$\lg \frac{q_m}{Y_m^2} = b - m_p \lg Y_m, \quad (2.129)$$

де $m_p = 2 - a$.

3 СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ЧАСОВИХ РЯДІВ ШАРІВ СТОКУ І МАКСИМАЛЬНИХ ВИТРАТ ВОДИ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р. ПРИП'ЯТЬ

3.1 Найбільш поширені криві розподілу, що використовуються в гідрології

Типи кривих розподілу (забезпеченості), що застосовуються у практиці гідрологічних розрахунків, різні, оскільки характер розподілу стоку в часі дуже різний і залежить від певної стокової характеристики, а також фізико-географічних умов її формування. Найбільш відомі з них [68]:

- нормальний розподіл Гауса;
- біноміальна крива забезпеченості (розподіл Пірсона III типу);
- трипараметричний гама-розподіл С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля;
- логарифмічно-нормальний (log-нормальний) розподіл;
- крива забезпеченості Гудрича;
- крива забезпеченості Гумбеля;
- дискретний розподіл Пуассона;
- ВФІ-розподіл із зростаючою функцією інтенсивності.

Вказані розподіли можна представити у формі:

- умовних і безумовних кривих забезпеченості;
- складених кривих забезпеченості;
- зрізаних кривих забезпеченості;
- узагальнених емпіричних кривих забезпеченості.

Проте слід мати на увазі, що всі математичні розподіли є формальними і представляють, по суті, технічні прийоми згладжування і екстраполяції емпіричних кривих, тобто є свого роду математичними лекалами, які задовільно узгоджуються з даними спостережень.

Основним критерієм при виборі типу кривої є максимальна відповідність теоретичної кривої розподілу емпіричним точкам. При цьому слід прагнути до того, щоб аналітичне рівняння кривої забезпеченості включало найменше число параметрів.

Нормальний закон розподілу, який часто називається розподілом Гауса або Гауса-Лапласа, широко застосовується при вирішенні багатьох питань, пов'язаних з дослідженнями закономірностей випадкових величин.

Рівняння нормальної кривої розподілу в диференціальному вигляді записується в редакції [69]

$$P(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x - m_x)^2}{2\sigma_x^2}\right], \quad (3.1)$$

де m_x – математичне очікування;

σ_x – середньоквадратичне відхилення.

Межа простягання нормальної кривої розподілу – від мінус до плюс нескінченність ($-\infty < x < +\infty$).

Інтегральна функція розподілу має вигляд

$$F(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x \exp \frac{-(x - m_x)^2}{2\sigma_x^2} dz, \quad (3.2)$$

де z – змінна інтегрування.

Інтеграл, що стоїть в правій частині виразу (3.2), не можна виразити через елементарні функції, тому ординати нормального закону розподілу зазвичай подаються у вигляді таблиць. Перехід від нормованих значень випадкової величини до вихідних виконується за формулою

$$x_p = t_p \sigma_p + m_x, \quad (3.3)$$

а для модульних коефіцієнтів

$$k_p = t_p C_v + 1. \quad (3.4)$$

Для ймовірнісного опису і розрахунку гідрологічних величин, яким властива підвищена асиметрія (наприклад, максимальний стік), нерідко застосовується логарифмічно-нормальний розподіл.

Найбільшого поширення в практиці розрахунків набуло стандартне перетворення випадкової змінної за залежністю $y = \lg x$. При переході від величини x до $\lg x$ розширюється початковий інтервал змінної (в межах від 0 до ∞) на інтервал від $-\infty$ до ∞ , тобто за характером розподіл наближається до нормального.

У практиці гідрологічних розрахунків найбільшого поширення набула крива Пірсона III типу, яка є узагальненням дискретного біноміального розподілу для випадку безперервних випадкових величин.

Рівняння асиметричної біноміальної кривої має вигляд [68]

$$y = y_0 (1 + x/d)^{a/d} \exp(-x/d), \quad (3.5)$$

де d – радіус асиметрії;

a – відстань від моди до межі протяжності кривої вліво.

У 1923 р. А. Фостер (США) проінтегрував рівняння (3.5) і склав таблицю ординат біноміальної кривої забезпеченості. Він виразив їх у відхиленнях від середини для значень коефіцієнтів асиметрії і забезпеченості $P(\%)$. У 1938 році таблиця була уточнена С.І. Рибкіним і відтоді називається таблицею Фостера-Рибкіна. У подальшому деякі уточнення в неї внесли Г.Н. Бровкович та інші.

Біноміальна крива має обмеження, пов'язані з нижньою межею функції розподілу. Так, при $C_S < 2C_V$ вона набуває від'ємних значень. У зв'язку з цим неодноразово робилися спроби побудови кривої для апроксимації розподілу гідрологічних величин з діапазоном зміни ($0 \leq x < \infty$) і придатної для усіх співвідношень C_S/C_V , що реально зустрічаються на практиці.

Розподіл Пуасона витікає з дискретного біноміального розподілу при $m \rightarrow \infty$ і коли ймовірність p має постійне кінцеве значення.

Розподіл Пуасона має вигляд [68]

$$f(m, \lambda) = \frac{\lambda^m}{m!} e^{-\lambda}. \quad (3.6)$$

Як видно з (3.6), в ньому використовується лише один параметр – λ , який визначається за експериментальними даними, тобто

$$\bar{m} = \sigma_m^2 = \mu_3 = \lambda, \quad (3.7)$$

де \bar{m} – математичне сподівання;

σ_m^2 – дисперсія;

μ_3 – третій центральний момент.

Практичний сенс використання цього розподілу полягає в істотному спрощенні розрахунків в порівнянні з дискретним розподілом Пірсона.

У 1946 р. С.М. Крицький і М.Ф. Менкель [70] запропонували тип кривої розподілу, визначений з кривої Пірсона III типу при $C_S = 2C_V$ і $\bar{x} = 1,0$, трансформували ознаку розподілу: $x = az^b$. Новий розподіл описується вже трьома різними параметрами: \bar{x} , C_V і C_S . Ними розроблені й таблиці ординат кривих забезпеченості для C_V від 0,1 до 2,0 при різних співвідношеннях C_S/C_V .

Ординати кривої С.М.Крицького і М.Ф.Менкеля, на відміну від кри-

вої Пірсона III типу, завжди знаходяться в додатній області. Нова крива за-
безпеченості дістала назву трипараметричного гама-розподілу.

Для опису статистичних сукупностей річкового стоку і опадів Р.Д.Гудрич [71] використав емпірично отримане рівняння

$$P(x) = e^{-\alpha \frac{(x-x_0)^n}{(X-x)^m}}, \quad (3.8)$$

де $P(x)$ – забезпеченість або ймовірність перевищення x ;

x_0 – мінімальне значення даної випадкової змінної;

X – максимальне значення змінної;

α, n, m – параметри, що визначаються за рядом значень x , які встановлюються в результаті вимірів (спостережень).

Детальне дослідження рівняння (3.8), виконане Г.А. Алексєєвим [72,73], показало, що воно не є тільки емпіричним рішенням, а може розглядатися як таке, що відповідає певній статистичній схемі. Розподіл Р.Д.Гудрича містить п'ять параметрів, тому практично він використовується тільки в окремих випадках.

Розподіл Гумбеля [74] розроблявся для випадкових екстремальних характеристик гідрологічних рядів. Функція забезпеченостей Гумбеля визначається таким чином

$$P(x) = P\{X \geq x\} = 1 - \exp[-\exp(-y)], \quad (3.9)$$

де y – безрозмірна величина, причому

$$y = \alpha(x - q), \quad (3.10)$$

q – мода випадкової величини X .

Параметр q визначається залежно від середнього значення і середньоквадратичного відхилення шуканого ряду за формулою

$$q = \bar{x} - 0,45\sigma_x, \quad (3.11)$$

а

$$\alpha = \frac{1,28}{\sigma_x}. \quad (3.12)$$

На практиці замість (3.10) використовується рівняння, отримане при

його розв'язання відносно x

$$x_p = q + (1/\alpha)y_p \quad (3.13)$$

Значення y_p можна визначити з (3.9) після його подвійного логарифмування

$$y_p = -\ln\{-\ln[(100-p)/100]\}, \quad (3.14)$$

де p – розрахункова забезпеченість, %.

З урахуванням формули (3.10) функція щільності розподілу Гумбеля має вигляд

$$f(x) = \alpha \exp\{-\alpha(x-q) - \exp[-\alpha(x-q)]\}. \quad (3.15)$$

Як видно з (3.11), для розподілу Гумбеля область можливих значень випадкових величин X є інтервал $(-\infty; +\infty)$. Теоретичні дослідження, проведені Г.А. Алексеевим [73], показали, що при $n \rightarrow \infty$ третій центральний момент $\mu = 2,404$. Отже

$$C_{s,y} = C_{s,x} = \mu_3 / \sigma_y^3 = 2,404 / (1/282)^2 = 1,14. \quad (3.16)$$

Таким чином, коефіцієнт асиметрії для розподілу Гумбеля є постійним і дорівнює 1,14.

Ця обставина і те, що графік функції при великих значеннях забезпеченості може знаходитись в області від'ємних значень, істотно обмежує можливість застосування розподілу Гумбеля в практиці гідрологічних розрахунків.

Типи кривих розподілу, що використовуються в гідрології, відносяться до класу законів розподілу із зростаючою функцією інтенсивності (ВФІ) [68].

ВФІ-розподіл має межі протяжності від нуля до нескінченності. Відрізняється він від зазвичай використовуваних розподілів тим, що, будучи граничним, він може задаватись верхньою і нижньою межами. Таким чином, ВФІ-розподіл має певні обмеження по коефіцієнтах варіації C_v і асиметрії C_s . Випадок при $C_v = 1,0$ і $C_s = 2,0$ є граничним.

Випробування досить великого числа різних типів кривих розподілу стосовно гідрологічних розрахунків показує, що біноміальна крива забезпеченості Пірсона III і крива Крицького-Менкеля набули найбільш широкого застосування й увійшли до нормативних документів СН435-72,

СНіП2.01.14-83, СПЗ3-101-2003. Інші типи кривих використовуються рідше, головним чином, при вирішенні спеціальних питань [68].

3.2 Методи визначення статистичних параметрів розподілу випадкових величин

При статистичній обробці гідрологічних даних використовуються декілька методів розрахунку оцінок параметрів розподілу. Їх можна умовно поділити на три групи [49,68]: аналітичні, графоаналітичні і графічні.

Графічні і графоаналітичні методи поєднують в собі елементи аналітичного розрахунку і графічної побудови.

В аналітичних методах оцінки параметрів розподілу представляють собою числа, отримані шляхом підстановки вибірових значень x_1, x_2, \dots, x_n випадкової величини X в теоретичну формулу визначувального параметра. При цьому бажано, щоб оцінка задовольняла вимоги незміщеності й ефективності [68].

До числа аналітичних відносяться методи моментів та найбільшої правдоподібності.

3.2.1 Метод моментів

При описі властивостей статистичних сукупностей використовуються моменти трьох видів: початкові α , центральні μ і абсолютні γ [68]

$$\alpha_s = \sum_{i=1}^N x_i^s p_i; \quad (3.17)$$

$$\mu_s = \sum_{i=1}^N (x_i - m_x)^s p_i; \quad (3.18)$$

$$\gamma_s = \sum_{i=1}^N |x_i - m_x|^s p_i, \quad (3.19)$$

де s – порядок моментів.

Найбільшого застосування в гідрології набули статистичні моменти $\alpha_1, \mu_2, \mu_3, \mu_4$ і γ_1 , а також для деяких з них – їх безрозмірні характеристики (нормовані моменти). Зокрема [68],

- коефіцієнт варіації

$$C_V = \frac{\sqrt{\mu_2}}{m_x} \text{ чи } C_V = \frac{\sigma_x}{m_x}; \quad (3.20)$$

- коефіцієнт асиметрії

$$C_S = \frac{\mu_3}{\sigma_x^3}, \quad (3.21)$$

- ексцес

$$E = \frac{\mu_4}{\sigma_x^4}. \quad (3.22)$$

Перший початковий момент α_1 або математичне сподівання m_x є центром розподілу випадкової величини.

Другий центральний момент μ_2 або дисперсія σ_x^2 характеризує розсіювання значень випадкової величини відносно математичного сподівання.

Третій центральний момент μ_3 є характеристикою асиметрії розподілу. Якщо розподіл випадкової величини симетричний відносно m_x , то μ_3 дорівнює нулю.

Четвертий центральний момент μ_4 використовується для характеристики так званої гостровершинності кривих розподілу. Для нормального розподілу $\frac{\mu_4}{\sigma_x^4} = 3,0$. Плоскіші графіки відносно нормальної кривої розподілу мають від'ємний ексцес, а більш гостровершинні – додатний.

Середнє арифметичне відхилення γ_1 характеризує точність різного роду залежностей спостережуваних величин від розрахункових.

Якщо початковий ряд розглядати як згрупований, а кожна з випадкових величин повторюється у вибірці тільки один раз, то кожному значенню випадкової величини відповідає абсолютна частота, рівна одиниці, при цьому

$$\hat{p}_i = \frac{1}{n}. \quad (3.23)$$

В цьому випадку формули для розрахунків статистичних параметрів набувають такого вигляду

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i ; \quad (3.24)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n}} ; \quad (3.25)$$

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{nC_v^3} , \quad (3.26)$$

де

$$k_i = \frac{x_i}{\bar{x}} . \quad (3.27)$$

При порівняно коротких рядах оцінки центральних статистичних моментів другого, третього і більш високих порядків не відповідають вимогам незміщеності [70]. Отже, при використанні розрахункових формул, наведених вище, обчислюватимуться моменти з систематичною похибкою. Щоб уникнути цього, у формули (3.25) і (3.26) вводяться поправкові коефіцієнти:

- для другого центрального моменту

$$\delta = \frac{n}{n-1} ; \quad (3.28)$$

- для третього центрального моменту

$$\delta = \frac{n^2}{(n-1)(n-2)} . \quad (3.29)$$

В результаті розрахунків формули (3.25), (3.26) мають такий вигляд

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n-1}} ; \quad (3.30)$$

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{\sigma_x^3} \quad (3.31)$$

чи

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{C_V^3}. \quad (3.32)$$

Стосовно ексцесу, то ця характеристика розподілу зазвичай не використовується в гідрологічних розрахунках, тому що навіть при відносно тривалих рядах стоку вона не є достовірною.

Слід зазначити, що введення поправкових множників у вигляді (3.28) і (3.29) допомагає усунути зміщення оцінок параметрів стокових рядів тільки при $C_V \leq 0,5$. Коли $C_V > 0,5$, застосування методу моментів в гідрологічних розрахунках не рекомендується [49].

3.2.2 Метод найбільшої правдоподібності

Походження назви цього методу пов'язане із застосуванням функції правдоподібності до визначення статистичних параметрів трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля [70].

У методі найбільшої правдоподібності за оцінку невідомого параметра щільності ймовірності береться те його значення, при якому функція правдоподібності досягає свого максимуму для цієї вибірки випадкових величин, звідки і пішла його назва. Математичний вираз для функції правдоподібності з невідомим параметром θ має вигляд [70]

$$L(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n, \theta) = f(x_1, \theta), \dots, f(x_n, \theta). \quad (3.33)$$

Метод найбільшої правдоподібності приводить до обґрунтованих оцінок з незначним зміщенням. Але вид розрахункових формул статистичних параметрів залежить від вибраного закону розподілу випадкової величини. Є.Г. Блохинов [75,76] застосував метод найбільшої правдоподібності до трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля. Строге розв'язання (3.33) призводить до складних трансцендентних рівнянь. У зв'язку з цим був запропонований спрощений спосіб оцінки параметрів.

В результаті отримані такі допоміжні статистики:

$$\lambda_1 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}; \quad (3.34)$$

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg \frac{x_i}{x}}{n}; \quad (3.35)$$

$$\lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{x} \lg \frac{x_i}{x}}{n}. \quad (3.36)$$

Статистика λ_1 дорівнює середньоарифметичному значенню \bar{x} випадкової величини X . Дві інші (λ_2 і λ_3) функціонально пов'язані з коефіцієнтами варіації C_V і асиметрії C_S . Для переходу від λ_2 і λ_3 до C_V і C_S/C_V побудовані спеціальні номограми.

Деяке зміщення параметрів λ_2 і λ_3 можна усунути за рахунок поправкового множника $\frac{n}{n-1}$, тоді

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg k_i}{n-1}; \quad (3.37)$$

$$\lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n k_i \lg k_i}{n-1}. \quad (3.38)$$

3.2.3 Точність обчислення оцінок статистичних параметрів, розрахованих з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності

Як вже відзначалося вище, оцінки вибірових параметрів можуть відрізнятися від значення цих же параметрів генеральної сукупності. Якість оцінок визначається їх систематичними і випадковими похибками. Систематичні похибки можна усунути, а випадкові тільки оцінити. Вичерпне уя-

влення про випадкові похибки оцінок параметрів дає знання їх закону розподілу. Але оскільки ряди стоку підлягають розподілу, який відрізняється від нормального, встановити закон розподілу вибірових оцінок іноді неможливо.

Що стосується оцінки математичного сподівання, то його середньоквадратична похибка розраховується за формулою, розробленою для величин, які підлягають нормальному закону розподілу, тобто

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}}, \quad (3.39)$$

дотримуючись при цьому допущення, що нормальний закон розподілу вибірових середніх зберігається і для вибірок, які відхиляються від нього.

Для рядів, які не мають внутрішньорядних зв'язків ($r = 0$), стандарт вибірових параметрів, оцінених за методами моментів і найбільшої правдоподібності розраховується за приведеними нижче формулами, табл. 3.1.

Таблиця 3.1 – Формули для оцінки випадкових похибок розрахунку статистичних параметрів [68]

Параметр	Середньоквадратична похибка параметрів	
	метод моментів	метод найбільшої правдоподібності
\bar{x}	$\frac{\sigma_x}{\sqrt{n}}$	$\frac{\sigma_x}{\sqrt{n}}$
C_v	$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{n + 4C_v^2}$	$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{\frac{3}{3 + C_v^2}}$ для $C_s / C_v = 2,0$
C_s	$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6}{n} (1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)}$	
C_s / C_v	$\sigma_{C_s / C_v} = \frac{1}{C_v} \sqrt{\frac{6}{n}}$	

Якщо $C_s / C_v \neq 2,0$ стандарт вибіркової оцінки, визначеної методом найбільшої правдоподібності, коригується за допомогою поправкового коефіцієнта

$$K_{C_v} = \frac{\varphi_{C_v}(n\mu C_v = mC_v)}{\varphi_{C_v}(n\mu C_v = 2C_v)}, \quad (3.40)$$

який знімається з графіка залежності K_{C_v} від вибірових оцінок C_v і C_s/C_v [70].

Відносні середньоквадратичні відхилення або відносні похибки визначення вибірових параметрів використовуються як критерій якості розрахунків або як критерії достатньої, або недостатньої тривалості спостережень за стоком. Наприклад, при розрахунках річкового стоку тривалість періоду спостережень за стоком вважається достатньою, якщо $\sigma_x < 10\%$, $\sigma_{C_v} < 15\%$ [49]. Інакше ці оцінки статистичних параметрів потребують уточнення за даними річок-аналогів зі значно більшими періодами спостережень. Вибіркові значення коефіцієнтів асиметрії, як правило, мають великі середньоквадратичні відхилення і їх відносне значення σ_{C_s} досягає 50-70% і більше від вибірової величини самого параметра. У зв'язку з цим оцінки параметра C_s або співвідношення C_s/C_v усереднюються у межах однорідних за умовами формування стоку гідрологічних районів.

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

При нормальному розподілі (незалежно від методу обчислення вибірових параметрів)

$$\sigma_{x_p} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + \frac{z_p}{2}}, \quad (3.41)$$

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

При гама-розподілі та використанні методу моментів [70]

$$\sigma_{x_p} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{k_p^2 + \frac{3}{2(3 + C_v^2)} \left(\frac{\partial k_p}{\partial C_v} \right)^2}, \quad (3.42)$$

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

За результатами статистичних випробувань і серій довірчих рівнів в [65] запропоновані спеціальні номограми для відносного відхилення $\Delta x_p / x_p$, де Δx_p – абсолютне відхилення оцінки квантиля x_p .

$$\begin{aligned} \text{Відносна похибка } \frac{|\Delta x_p|}{x_p} \text{ дорівнює} \\ \frac{|\Delta x_p|}{x_p} = \frac{E_\sigma}{\sqrt{n}} 100, \% \end{aligned} \quad (3.43)$$

Відносна похибка квантиля E_σ номограмована для різних поєднань P (%), C_V і рівнів довірчої ймовірності. Нами формула (3.43) використовувалася при оцінці точності обчислення максимальних витрат води опорної забезпеченості $P = 1\%$.

3.3 Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

У [77], аналізуючи матеріали спостережень за максимальним стоком весняного водопілля в басейні р. Прип'ять (по 2010 рік), автори прийшли до висновку про наявність в останні десятиріччя від'ємного тренда. Враховуючи наявність у стокових рядах груп років з різною тривалістю фаз коливання водності, вихідні дані по максимальних витратах води весняного водопілля були перевірені на циклічність. Тривалість часових рядів охоплює період до 2010 року. В якості прикладу, на рис. 3.1 наводиться інтегральна різницева крива $\sum_{i=1}^n (k_i - 1) = f(t)$ для р. Вижівка – с. Стара Вижівка.

Як видно, з 1941 по 1967 рр. спостерігався загалом багатоводний період. На інтервалі 1967-1980 рр. водність коливалась на рівні середнього багаторічного значення, а з 1981 по 2010 рр. – вона знаходилась у маловодній фазі. Аналогічні співвідношення характерні й на інших періодах. Тому на цьому етапі досліджень наявні ряди спостережень за максимальним стоком весняного водопілля в басейні р. Прип'ять можуть використовуватись при нормуванні розрахункових характеристик.

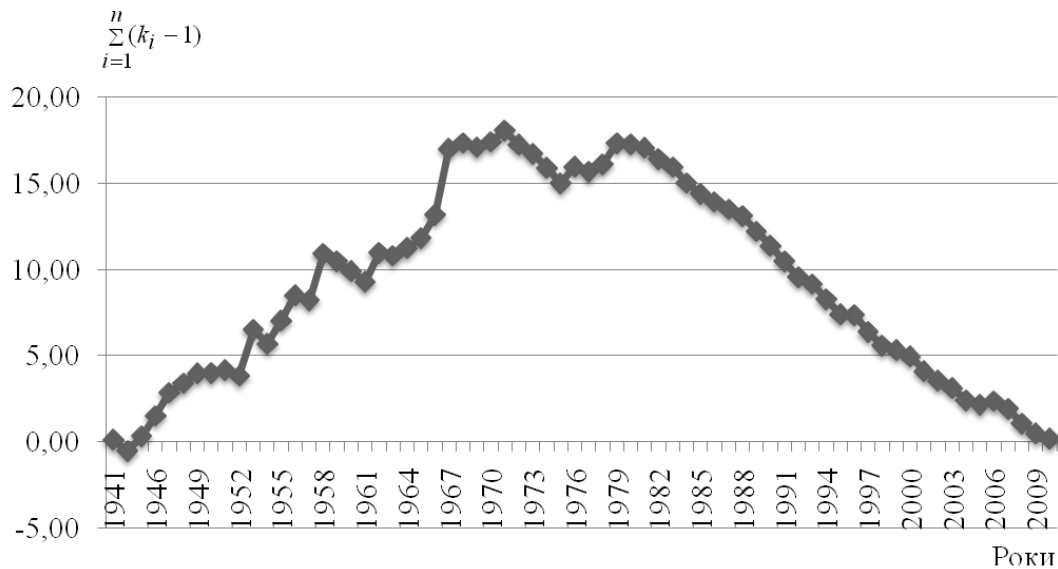


Рис. 3.1 - Інтегральна різницева крива максимальних витрат води весняного водопілля (р. Вижівка – с. Стара Вижівка)

Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля виконувалася відповідно до рекомендацій СНіП 2.01.14-83, тобто з використанням кривих біноміального і трипараметричного гама-розподілу [49].

Основні статистичні характеристики часових рядів – середні значення рядів \bar{Q}_m , коефіцієнти варіації C_V і асиметрії C_S (або співвідношення C_S/C_V) обчислювалися за даними 43 гідрологічних постів у басейні Прип'яті (з періодами спостережень від 17 до 85 років) за допомогою методів моментів і найбільшої правдоподібності [78,79].

При цьому слід мати на увазі, що вихідні ряди мають різну тривалість. Більшість часових рядів як по максимальних витратах водопілля, так і по шарах стоку обмежуються періодом спостережень до 1990 року. І тільки 22 з них охоплюють період до 2010 р., включно. Тому нами здійснено приведення усіх наявних рядів спостережень (по шарах стоку і максимальних витратах води весняного водопілля) до 2010 року. Здійснювалось це таким чином. Спочатку була виконана статистична обробка часових рядів максимальних витрат води по усіх 43 постах до 1990 року. Потім ці ж характеристики, але тільки по 22 постах, були встановлені по рядах до 2010 року.

Як показали результати статистичної обробки часових рядів максимальних витрат води до 1990 р., за методами моментів і найбільшої правдоподібності отримані практично однакові значення коефіцієнтів варіації C_{V_M} і C_{V_λ} (розбіжність становила всього 3 %). Діапазон коливань C_V , розрахованих за методом найбільшої правдоподібності, знаходиться в ме-

жах від 0,53 (Іква – Млинівська ГЕС) до 1,22 (Ірша – смт. Володарськ-Волинський).

У відповідності з рекомендаціями СНіП 2.01.14-83, коефіцієнти асиметрії C_S нормовані за їх співвідношенням з C_V . В середньому в межах усієї досліджуваної території $C_S = 2,5C_V$.

По часових рядах до 2010 р. коефіцієнти варіації C_V змінюються від 0,63 (р. Стир – с. Млинок) до 1,09 (р. Тур'я – м. Ковель).

Співвідношення C_S/C_V варіює від 1,1 (р. Льва – с. Осницьк) до 4,5 (р. Горинь – смт. Ямпіль). В середньому ж $C_S/C_V = 2,68$. Воно й використано в подальших розрахунках, але з округленням до 0,5, тобто $C_S = 2,5C_V$.

За визначеними в результаті статистичної обробки даними (до 1990 і 2010 рр.) проведено зіставлення коефіцієнтів варіації C_V і середніх витрат води \bar{Q}_m (рис. 3.2, 3.3).

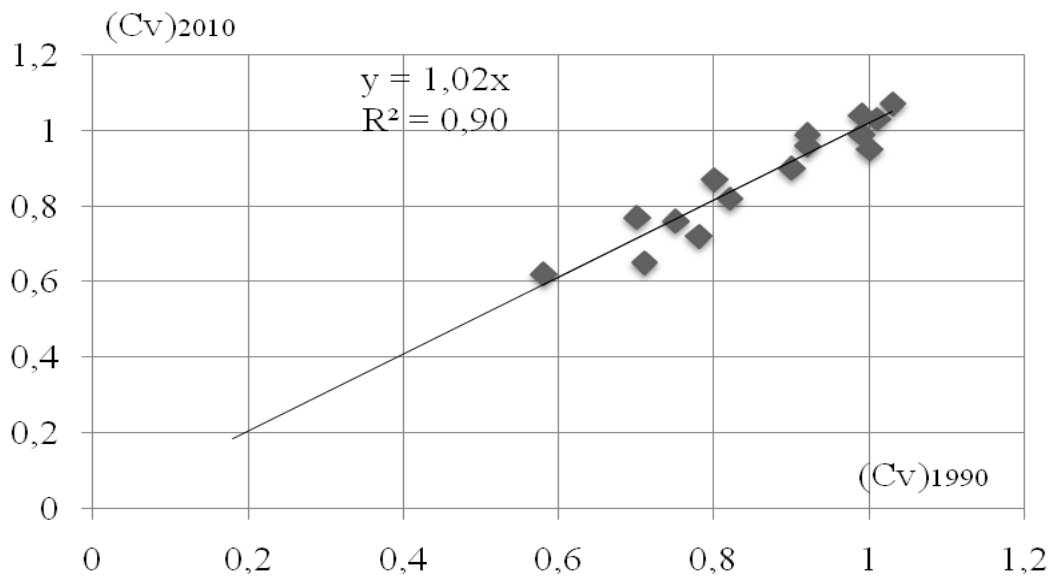


Рис. 3.2 - Зіставлення коефіцієнтів варіації часових рядів максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, обчислених по рядах до 1990 і 2010 рр.

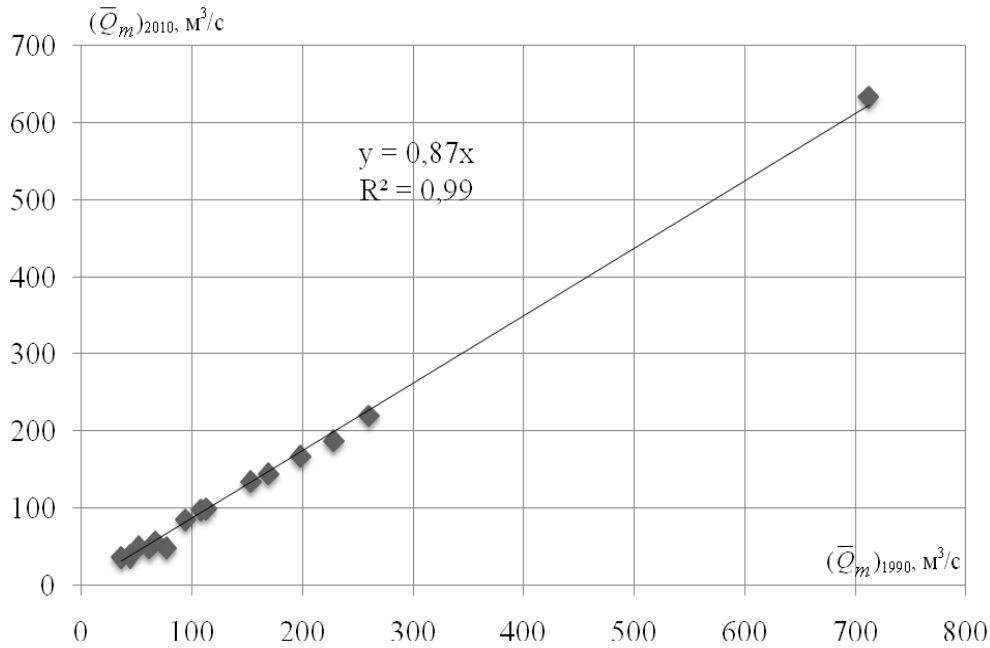


Рис. 3.3 - Зіставлення середніх величин максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, обчислених за даними до 1990 і до 2010 рр.

У подальшому встановлені відповідні перехідні коефіцієнти $k_{\bar{Q}_m}$ і k_{C_V} (при коефіцієнтах кореляції $\approx 1,0$ і $0,95$ відповідно), які дорівнюють: $k_{\bar{Q}_m} = 0,87$, $k_{C_V} = 1,02$. Наявність $k_{\bar{Q}_m}$ і k_{C_V} дозволила привести усі ряди до єдиного розрахункового періоду – до 2010 року (табл. А.1). Спираючись на приведені до розрахункового періоду (до 2010 року) статистичні параметри, надалі були розраховані значення $Q_{1\%}$ (табл. А.1).

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

Стандартні похибки квантилів трипараметричного гама-розподілу із закріпленими співвідношеннями між C_S та C_V для довірчих рівнів $P = 1, 5, 95, 99\%$ обчислюються на основі спеціально побудованих з цією метою номограм E_σ [68]. Таким чином, визначивши величину E_σ по номограмі, досить просто встановити і відносні середні квадратичні похибки квантилів $Q_{1\%}$, використовуючи формулу (3.43).

Відносні похибки квантилів одновідсоткової забезпеченості $Q_{1\%}$ в середньому для розглядуваного басейну р. Прип'ять знаходяться на рівні

16,7 %.

На практиці зазвичай не обмежуються розрахунком максимальних витрат води тільки одновідсоткової ймовірності перевищення. Щоб не здійснювати кожного разу розробку параметрів розрахункових формул стосовно того або іншого значення P (%), використовується метод перехідних коефіцієнтів λ_p до максимальних витрат води опорної забезпеченості. Найчастіше, у тому числі й у СНіП 2.01.14-83, за опорну береться забезпеченість $P = 1\%$.

Тоді перехідний коефіцієнт забезпеченості λ_p є відношенням

$$\lambda_p = \frac{Q_p}{Q_{1\%}}. \quad (3.44)$$

Звідки

$$Q_p = Q_{1\%} \lambda_p \quad (3.45)$$

Для обґрунтування λ_p будуються залежності $Q_p = f(Q_{1\%})$. Вони зазвичай мають вигляд прямих, що виходять з початку координат. Коефіцієнт забезпеченості λ_p буде визначатися як тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис. Значення λ_p для $P = 1, 3, 5, 10, 25\%$ наводяться у табл. 3.2.

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

$P(\%)$	1	3	5	10	25
λ_p	1,0	0,80	0,67	0,53	0,40

3.4 Статистична обробка часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

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

За такою ж схемою і за тим же обсягом вихідної інформації виконані й інші розрахунки.

Як показав аналіз, визначені за обома методами величини коефіцієнтів варіації C_{V_M} та C_{V_λ} відрізняються незначно. Ця обставина дозволяє використовувати як моментні оцінки, так і найбільшої правдоподібності.

Діапазон коливань C_V для шарів стоку весняного водопілля за даними до 1990 р. знаходиться в межах від 0,51 (р. Тетерів – с. Троща) до 1,05 (р. Стохід – с. Гулівка). Коефіцієнт асиметрії C_S нормований за співвідношенням з C_V і дорівнює 2,5.

По часових рядах до 2010 р. коефіцієнти варіації C_V змінюються від 0,50 (р. Стир – с. Млинок) до 1,15 (р. Вирка – с. Сварині). Необхідно відзначити, що часові ряди шарів стоку характеризуються практично такою ж мінливістю, що й максимальні витрати води.

Співвідношення C_S / C_V варіюють від 1,4 (р. Уборть – с. Рудня Іванівська) до 6,9 (р. Вирка – с. Сварині). В середньому ж $C_S / C_V = 2,41$. Воно й взято у подальших розрахунках, але з округленням до 0,5, тобто $C_S = 2,5C_V$.

За отриманими в результаті статистичної обробки даними (до 1990 і 2010рр.) зроблено зіставлення коефіцієнтів варіації C_V і середньобаторічних шарів стоку весняного водопілля \bar{Y}_m , рис. 3.4 і 3.5.

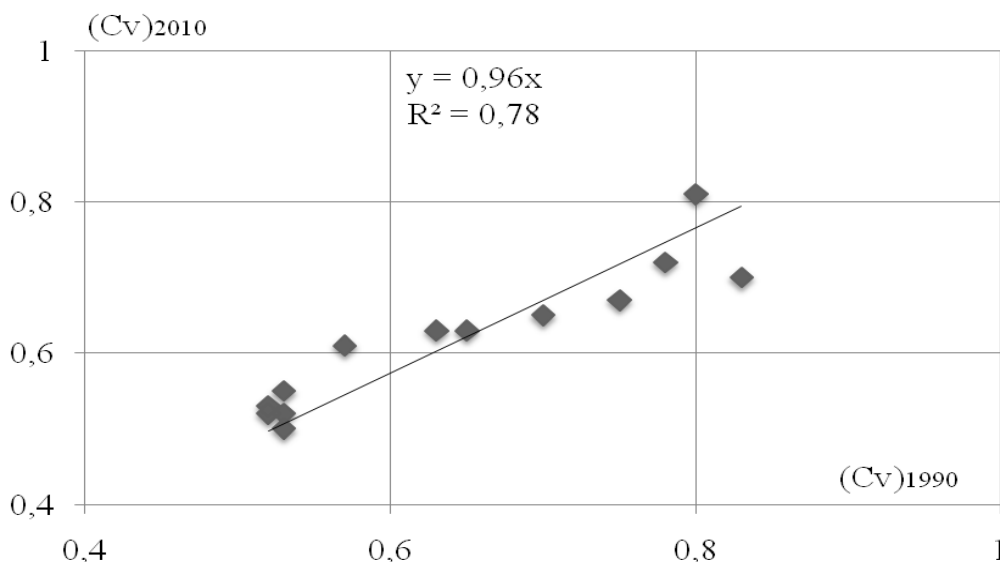


Рис. 3.4 - Зіставлення коефіцієнтів варіації часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, обчислених за даними до 1990 і до 2010 рр.

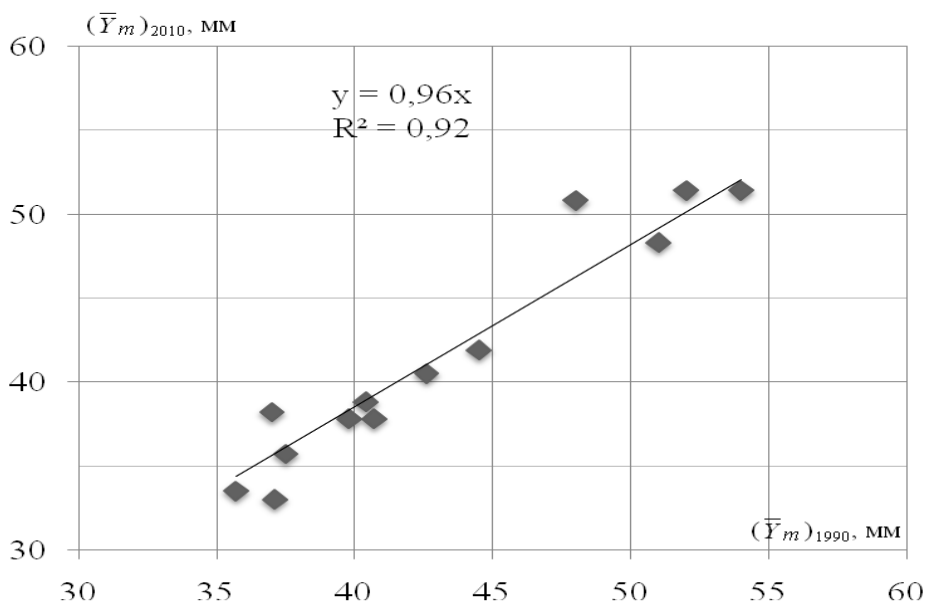


Рис. 3.5 - Зіставлення середньобагаторічних величин шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, обчислених за даними до 1990 і до 2010 рр.

Залежності виражені досить добре – коефіцієнти кореляції r становлять від 0,96 (по середніх шарах стоку) до 0,88 (по коефіцієнтах варіації). Близькі між собою і коефіцієнти регресії – 0,964 і 0,957 відповідно.

Далі були встановлені перехідні коефіцієнти $k_{\bar{Y}_m}$ і k_{C_v} , які дорівнюють: $k_{\bar{Y}_m} = 0,96$, $k_{C_v} = 0,95$. Наявність $k_{\bar{Y}_m}$ і k_{C_v} дозволила привести усі часові ряди до єдиного розрахункового періоду – 2010 року (табл. А.2).

Спираючись на приведені до розрахункового періоду (2010 року) статистичні параметри, надалі були розраховані значення $Y_{1\%}$ (табл. А.2). Як видно, змінюються вони по території в широких межах – від 93,7 мм (р. Гуйва – с. Городківка) до 228 мм (р. Стохід – с. Гулівка). Середньоквадратична похибка обчислення $Y_{1\%}$ на основі кривої трипараметричного гама-розподілу становить 15,8 %.

3.5 Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

Існує два підходи до узагальнення шарів стоку в просторі: картування або районування.

Приступаючи до картування шарів стоку по території, необхідно передусім виключити вплив місцевих чинників весняного стоку. Відомо, що на шар стоку можуть впливати: широтне положення водозборів, залісненість і заболоченість водозборів, закарстованість, розораність.

Водозбори річок, які протікають в межах правих приток Прип'яті, мають значну залісненість і заболоченість. Оскільки розподіл тепла і вологи в умовах цього району визначається широтним положенням об'єктів, то спочатку нами досліджувалась залежність $Y_{1\%}$ від широти геометричних центрів водозборів φ° пн.ш., рис. 3.6.

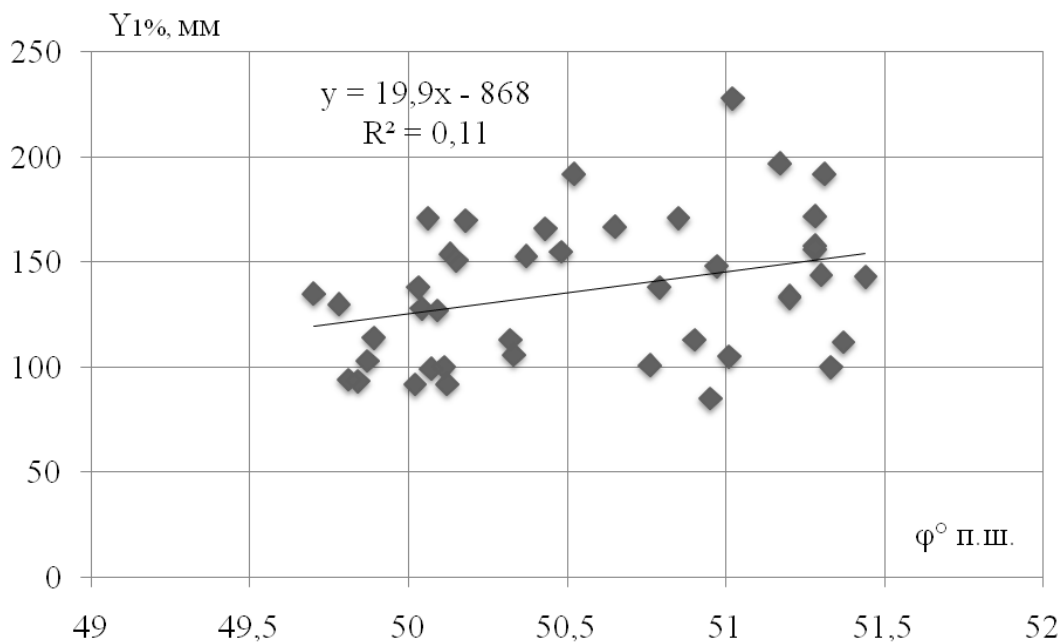


Рис. 3.6 - Залежність шарів стоку весняного водопілля $Y_{1\%}$ від широти геометричних центрів водозборів в басейні р. Прип'ять

Зв'язок, як видно, вказує на збільшення $Y_{1\%}$ в напрямку з півдня на північ. Описати його можна рівнянням лінійного типу

$$Y_{1\%} = a_{\varphi} + b_{\varphi}\varphi^{\circ}, \quad (3.46)$$

де b_{φ} – тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис, який дорівнює 19,9.

Оскільки досліджувана територія розташована в обмеженому діапазоні широт, то це рівняння можна представити у вигляді

$$Y_{1\%} = (Y_{1\%})_{\varphi=51} + 19,9(\varphi - 51), \quad (3.47)$$

де $\varphi = 51^\circ$ пн.ш. – умовна величина, що відповідає широті, приблизно середній для району; $(Y_{1\%})_{\varphi=51}$ – приведені до цієї умовної широти величини шарів стоку.

Після приведення даних до однієї широти побудована залежність між $(Y_{1\%})_{\varphi=51}$, з одного боку, і заболоченістю та залісеністю водозборів, з іншого, рис.3.7, 3.8.

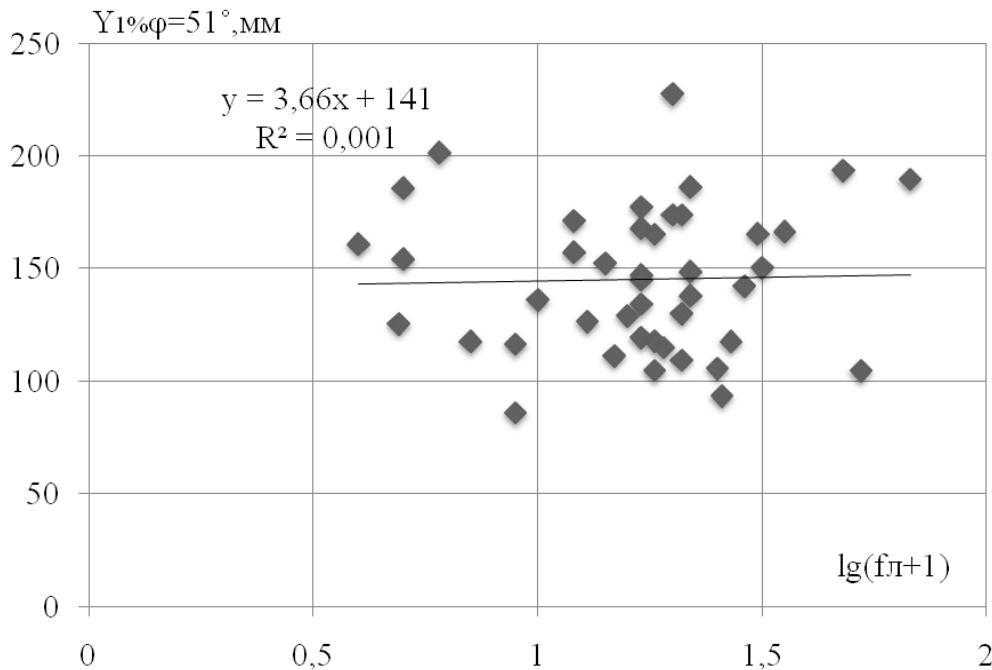


Рис. 3.7 - Залежність шарів стоку весняного водопілля, приведених до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ пн.ш., від залісеності водозборів в басейні р. Прип'ять

Значущих закономірностей в зміні шарів стоку весняного водопілля під дією цих чинників не виявлено. До речі, цей висновок повною мірою узгоджується з результатами, наведеними в [67,80,81].

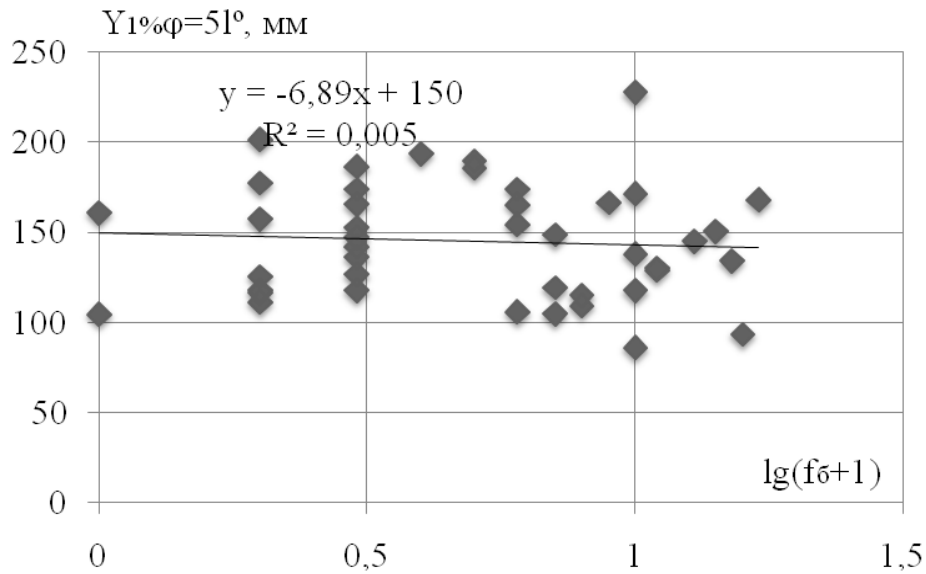


Рис. 3.8 - Залежність шарів стоку весняного водопілля, приведених до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ пн.ш., від заболоченості водозборів в басейні Прип'яті

В результаті, враховуючи виражену залежність $Y_{1\%}$ від φ° пн.ш., побудована карто-схема шарів стоку весняного водопілля 1-відсоткової забезпеченості, рис. 3.9.

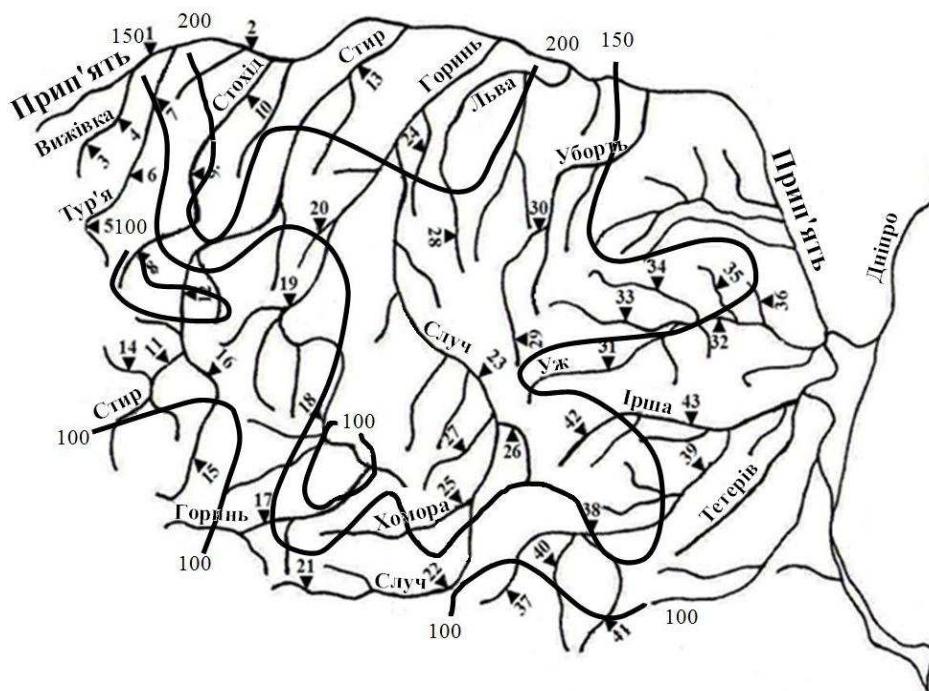


Рис. 3.9 - Розподіл шарів стоку весняного водопілля $Y_{1\%}$ в басейні Прип'яті, мм

Ізолінії проведені через 50 мм. Шари стоку $Y_1\%$ зменшуються з півночі і північного заходу на південь і південний схід від 200 до 100 мм. Наведена карта-схема рекомендується в якості складової частини розрахункової методики максимальних модулів схилового припливу в період весняного водопілля [82].

4 НОРМУВАННЯ РОЗРАХУНКОВИХ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р. ПРИП'ЯТЬ

4.1. Використання структури об'ємних формул для побудови розрахункових схем максимального стоку

У другому розділі авторами наводиться короткий аналіз науково-методичних підходів, які в історичному плані використовувалися для нормування розрахункових характеристик максимального стоку річок. Відносно весняного водопілля, в основному, розрахункові формули мають редуційну чи об'ємну структури [34]. Деякими авторами [43,45,46] пропонувалися структури, що спираються на теорію руслових ізохрон. Але широкого розвитку цей напрям не набув і головним чином тому, що розрахункові схеми включали деяку кількість параметрів, які гідрометеорологічними службами не вимірювалися. В результаті все звелось до використання тільки формул редуційного типу. Правда, в [77,783,84,85] не лише для отримання розрахункових максимумів стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті, але також і з метою прогнозування була реалізована так звана розрахункова схема операторного типу. Для отримання деяких невимірюваних гідрологічних величин (зокрема, тривалості схилового припливу і коефіцієнтів русло-заплавного регулювання паводків або повеней) використаний чисельний метод, в основу якого покладено спосіб ітерації з певними обмеженнями на шукані параметри.

Ще раніше [86,87] подібна задача вирішувалась в структурі й об'ємного типу. Проблемні питання при цьому долались шляхом вирішення зворотних задач відносно невідомих параметрів. Структуру об'ємної формули практично можна обґрунтувати на основі таких підходів:

1. На основі прийнятої моделі руслових гідрографів стоку (у редакції Д.Л. Соколовського)

$$q_m = \frac{Y_m}{T_n} f(1 + \gamma), \quad (4.1)$$

де q_m – максимальний модуль стоку;

Y_m – шар стоку за паводок або водопілля;

T_n – тривалість паводку або водопілля;

γ – співвідношення між тривалостями спаду (t_{cn}) і підйому (t_n) па-

водків або повеней;

f – коефіцієнт форми гідрографів стоку

$$f = \frac{(m' + 1)(n' + 1)}{(n' + 1) + \gamma(m' + 1)}; \quad (4.2)$$

m' і n' – показники степеня в рівняннях підйому і спаду паводків (водопіль).

2. Вихідні моделі М.Г. Сербова [81] і С.В. Авгайтиса [87] ґрунтувались на схематизації схилового і руслового гідрографів у вигляді одноmodalних нелінійних трикутників, а

$$q_m = \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_m k_n, \quad (4.3)$$

де T_0 – тривалість схилового припливу;

t_p – час руслового добігання;

k_m – коефіцієнт трансформації форми гідрографів паводків або повеней

$$k_m = \frac{m + 1}{m} / \frac{n + 1}{n}; \quad (4.4)$$

k_n – коефіцієнт русло-заплавного регулювання

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}. \quad (4.5)$$

3. Обґрунтування базової структури, спираючись на одноmodalні гідрографи паводків або повеней.

В результаті інтегрування рівняння редуційного гідрографа весняного водопілля [36] отримана формула

$$q_m = \frac{m + 1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (4.6)$$

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

Очевидно, що в рівняннях (4.1), (4.3) і (4.6) усі проблеми зводяться до нормування тривалості паводків і повеней T_n . Використовувалися при цьому різні підходи і варіанти.

А.В. Огієвський [45] запропонував T_n представляти у вигляді суми

$$T_n = T_0 + t_p, \quad (4.7)$$

де T_0 – тривалість водовіддачі в період весняної повені.

В.І. Мокляк [46] T_n представляє інакше, а саме

$$T_n = m_0 T_0 + t_p + t_n, \quad (4.8)$$

де m_0 – коефіцієнт, що враховує вплив боліт і лісів на збільшення тривалості водовіддачі;

t_n – тривалість просування фронту сніготанення в межах басейну.

Слід зазначити, що складнощі нормування T_n так до кінця і не були подолані. Одним з успішних варіантів використання формули об'ємного типу для нормування розрахункових характеристик весняного водопілля річок Західного Сибіру був варіант, запропонований М.Г. Сербовим [81]. За вихідне ним взято рівняння одноmodalного гідрографа, яке шляхом помноження чисельника і знаменника на $(T_0 + t_p)$ можна представити у вигляді

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_n, \quad (4.9)$$

де $k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}$ – коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків або водопіль.

Розв'язання (4.9) відносно невідомих T_0 і k_n досягається послідовним наближенням при накладенні деяких фізичних обмежень на k_n . На першому етапі береться $k_n = 1,0$. Тоді

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{q_m} - t_p. \quad (4.10)$$

Після визначення за допомогою (4.10) T_0 будується залежність $T_0 = f(F)$. Її екстраполяція на вісь ординат (при $F = 0$) дозволяє отримати усереднене для регіону значення тривалості припливу T_0 . Тепер, використовуючи (4.9), для кожного водозбору розраховуються коефіцієнти руслозаплавного регулювання k_n

$$k_n = \frac{m}{m+1} \frac{q_m}{Y_m} (T_0 + t_p). \quad (4.11)$$

Узагальнюються k_n шляхом побудування залежності $k_n = f(F)$. Усереднена лінія зв'язку, що виходить на $k_n = 1,0$ (при $F = 0$), фактично і є шуканою функцією розпластування гідрографів стоку під впливом руслозаплавної ємності.

Спираючись на отриману залежність $k_n = f(F)$, а також рівняння (4.9), для кожного водозбору встановлюється тривалість припливу

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{q_m} k_n - t_p. \quad (4.12)$$

Просторова їх залежність зумовлюється наявністю на водозборах боліт і лісів.

Ми вважаємо, що останній методичний підхід можна віднести до досить перспективних для нормування максимального стоку як повеней, так і паводків. Проте, і його можна дещо розширити.

4.2. Методика, що пропонується для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті

Для зменшення кількості змінних, які входять до розрахункової схеми (4.9), в якості вихідної моделі розглядається одномодальний гідрограф, який описується рівнянням з [86]

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right]. \quad (4.13)$$

В результаті інтегрування (4.13) по T_n отримаємо

$$Y_m = \frac{m}{m+1} q_m T_n. \quad (4.14)$$

Звідки

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (4.15)$$

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

З (4.15)

$$\frac{m+1}{m} = \frac{q_m T_n}{Y_m} = \frac{q_m}{\bar{q}_{T_n}}, \quad (4.16)$$

де \bar{q}_{T_n} – середній за паводок або водопілля модуль стоку.

Якщо гідрограф стоку моделюється у вигляді лінійного трикутника, то $m=1,0$, а $\frac{m+1}{m} = 2,0$. Зазвичай же гідрографи паводків і повеней, навіть при одномодальній формі, мають увігнуті гілки підйому і спаду, для яких $m < 1,0$, а $\frac{m+1}{m} \geq 2,0$.

У редакції [81], перетворення рівняння (4.15) здійснюється шляхом помноження чисельника і знаменника на $(T_0 + t_p)$, що сприяє залученню при обґрунтуванні розрахункової структури морфометричних характеристик гідрографічної мережі (довжини та ухилу річок, шорсткості русел і заплавл).

Причому, формула швидкостей, необхідна для визначення тривалості руслового добігання t_p , навіть в спрощеному вигляді, передбачає використання морфометрії русел не в окремих гідрометричних створах, а вздовж шляхів руху паводкових або повеневих хвиль від найбільш віддалених точок річкової мережі до розрахункових створів. Особливо великі труднощі виникають при призначенні коефіцієнтів шорсткості.

Авторами рекомендується вихідне рівняння (4.15) в чисельнику і знаменнику помножити на k_0 , тоді

$$q_m = \frac{(m+1) k_0 Y_m}{k_0 m T_n}. \quad (4.17)$$

Для того, щоб (4.17) привести до розрахункового вигляду, звернемо-ся до редуційного гідрографа схилового стоку, взявши його в редакції [59]

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (4.18)$$

де q'_t – ординати редуційних гідрографів схилового стоку;

q'_m – максимальні модулі схилового стоку;

T_0 – тривалість схилового стоку.

Шляхом інтегрування (4.18) по T_0 отримаємо

$$Y_m = \frac{n}{n+1} T_0 q'_m, \quad (4.19)$$

де Y_m – шар схилового стоку, який мало відрізняється від величини поверхневої складової руслового стоку. З (4.19)

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m = k_0 Y_m, \quad (4.20)$$

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

k_0 – коефіцієнт схилової трансформації водопіль (паводків)

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (4.21)$$

Якщо підставити (4.21) в (4.17), то

$$q_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} q'_m \frac{T_0}{T_n}. \quad (4.22)$$

Введемо позначення: $\frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n} = k_m$ – коефіцієнт трансформації форми руслових гідрографів стоку; $\frac{T_0}{T_n} = k_n$ – коефіцієнт русло-заплавного

зарегулювання паводків або повеней.

Отже (4.22) набуде вигляду

$$q_m = q'_m k_m k_n. \quad (4.23)$$

Саме ця структура рекомендується нами для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять [94]. Вплив зональних і місцевих чинників в структурі (4.23) повинен враховуватися не у вигляді поправкових коефіцієнтів до максимальних модулів q_m , а включатися у відповідні розрахункові параметри (q'_m , T_0 і $Y_{1\%}$). Зокрема, при визначенні модуля схилового припливу q'_m , згідно з (4.20), необхідно врахувати вплив залісеності та заболоченості на шар стоку Y_m і тривалість припливу T_0 , тобто

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 k_l k_b} Y_m k'_l k'_b, \quad (4.24)$$

де k_l і k_b – коефіцієнти, що враховують вплив лісів і боліт на T_0 ;

k'_l і k'_b – коефіцієнти, що враховують вплив лісів і боліт на Y_m .

Стосовно озер, водосховищ і ставків проточного типу, то їх трансформуючу спроможність слід включати у вигляді окремого множника $r \leq 1,0$ в праву частину (4.23). Таким чином, загальний вигляд розрахункової формули буде таким [90]

$$q_{P\%} = q'_{1\%} k_m k_n r \lambda_{P\%}, \quad (4.25)$$

де $\lambda_{P\%}$ – коефіцієнт забезпеченості, який служить для переходу від опорної забезпеченості $P = 1\%$ до інших.

Схематично структура (4.25) ілюструється рисунком 4.1.

4.3 Трансформація форми гідрографів стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті

Коефіцієнт трансформації k_m , який входить до формули максимального стоку (4.25), є відношенням

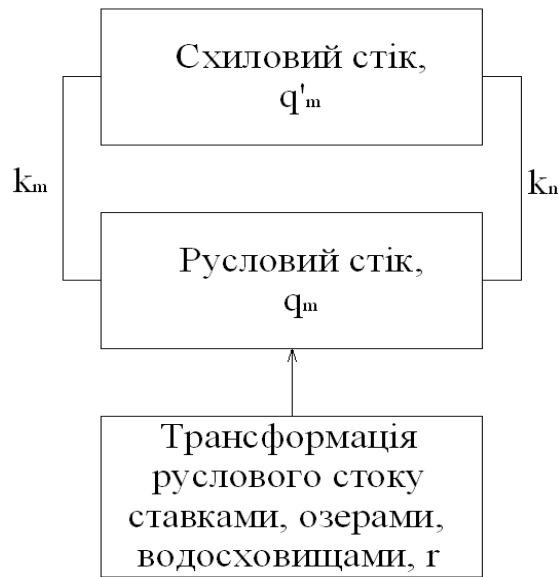


Рис. 4.1 – Схематична модель трансформації схилового припливу в русловий стік

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}, \quad (4.26)$$

а

$$\frac{m+1}{m} = 86,4 \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_n}{\bar{Y}_m F}, \quad (4.27)$$

де \bar{Q}_m – середня максимальна витрата води за водопілля, м³/с;

\bar{T}_n – середня тривалість водопілля, д;

\bar{Y}_m – середній шар стоку за водопілля, мм;

F – площа водозборів, км²;

86,4 – коефіцієнт розмірності.

За аналогією з $\frac{m+1}{m}$, коефіцієнт нерівномірності схилового припли-

ву $\frac{n+1}{n}$ є відношенням

$$\frac{n+1}{n} = 86,4 \frac{\bar{Q}'_m \bar{T}'_0}{\bar{Y}_m F}, \quad (4.28)$$

де Q'_m – максимальна витрата води схилового припливу, м³/с;

Y_m – шар схилового припливу, який можна взяти для весняного водопілля рівним шару річкового стоку (без урахування ґрунтової складової), мм.

Безпосередньо за матеріалами спостережень можна розрахувати тільки один коефіцієнт, а саме $\frac{m+1}{m}$. Що стосується коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу в часі $\frac{n+1}{n}$, то їх прямим способом розрахувати не можливо, зважаючи на відсутність спостережень за схиловим стоком в басейні Прип'яті. Тому нижче буде застосований метод визначення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу, який ґрунтується на використанні даних про коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$. Він полягає в просторовому узагальненні даних по коефіцієнтах нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$.

4.3.1 Обґрунтування коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку

Формула (4.27) дозволяє встановлювати коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку індивідуально для кожного гідрографа весняного водопілля. Природно, що $\frac{m+1}{m}$ тоді будуть змінюватись не лише від року до року, але й в залежності від географічного положення водозборів. У розрахункових схемах максимального стоку параметри, що зазвичай входять до них, відносяться до тієї або іншої ймовірності щорічного перевищення. З цієї точки зору уніфікація параметрів для тієї або іншої забезпеченості водопілля потребує використання типових гідрографів стоку, в рамках яких ув'язуються між собою усереднені у багаторічному розрізі параметри: \bar{Q}_m – максимальна миттєва за водопілля витрата води; \bar{T}_n – тривалість водопілля; \bar{Y}_m – шар стоку за водопілля. Саме цей принцип і покладено в основу при аналізі коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$ в басейні р. Прип'ять. Змінюється $\frac{m+1}{m}$ в порівняно вузькому діапазоні – від 6,68 (р. Ірша – смт. Володарськ-Волинський) до 2,26

(р. Іква – Млинівська ГЕС). Фізичною межею для цього коефіцієнта повинно бути $\frac{m+1}{m} = 2,0$, що відповідає лінійній формі гідрографів стоку. Оскільки в реальних умовах гідрографи мають увігнуті гілки підйому і спаду, то $\frac{m+1}{m} \geq 2,0$.

4.3.2 Просторове узагальнення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку. Коефіцієнти трансформації гідрографів руслового і схилового стоку

Отримані коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$ були узагальнені по території шляхом побудови залежності $\frac{m+1}{m} = f[\lg(F+1)]$. Вона наводиться на рис. 4.2. Описати її можна за допомогою експоненціального рівняння вигляду

$$\frac{m+1}{m} = 6,25 \exp[-0,185 \lg(F+1)]. \quad (4.29)$$

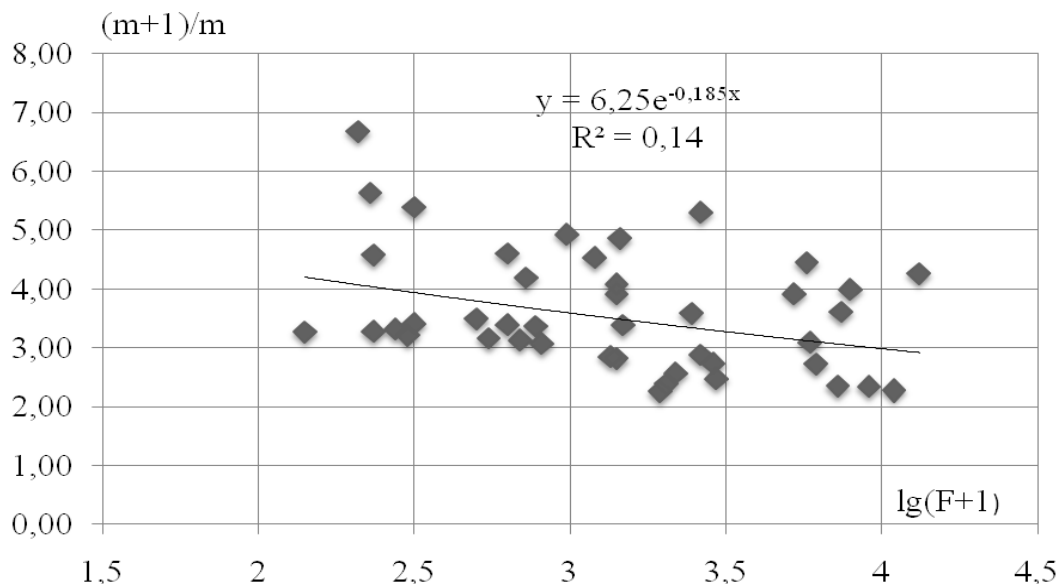


Рис. 4.2 - Залежність коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку від площі водозборів річок в басейні р. Прип'ять

Припущення того, що $F = 0$, фактично ретрансформує гідрографи руслового стоку в схиліві із складовими в них елементами: $(Q_m)_{F=0} = Q'_m$; Y_m ; $(T_n)_{F=0} = T_0$, де Q'_m – максимальна схилова витрата води весняного водопілля, а T_0 – тривалість схилового припливу, оскільки при $F = 0$, згідно з (4.28), $(\frac{m+1}{m})_{F=0}$ зводиться до коефіцієнта часової нерівномірності схилового стоку $\frac{n+1}{n}$.

Таким чином, в загальному вигляді (4.29) запишеться в редакції

$$\frac{m+1}{m} = \frac{n+1}{n} \exp[-0,185 \lg(F+1)]. \quad (4.30)$$

Звідси коефіцієнт трансформації форми гідрографів

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}. \quad (4.31)$$

У розрахунковому варіанті

$$k_m = \exp[-0,185 \lg(F+1)]. \quad (4.32)$$

Очевидно, що при $F = 0$, коефіцієнт трансформації $k_m = 1,0$ (його верхнє граничне значення). Надалі, зі збільшенням розміру водозборів, має місце убування цього коефіцієнта (рис. 4.3) до $k_m = 0,40$ при $F = 100000 \text{ км}^2$.

Модулі схилового припливу q'_m в структурі (4.23) і (4.25) є базовими характеристиками розмірів весняного водопілля тієї або іншої річки, взагалі, а в басейні Прип'яті, зокрема. Згідно з (4.20)

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (4.33)$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу, який для басейну р. Прип'ять обґрунтований на рівні 6,25.

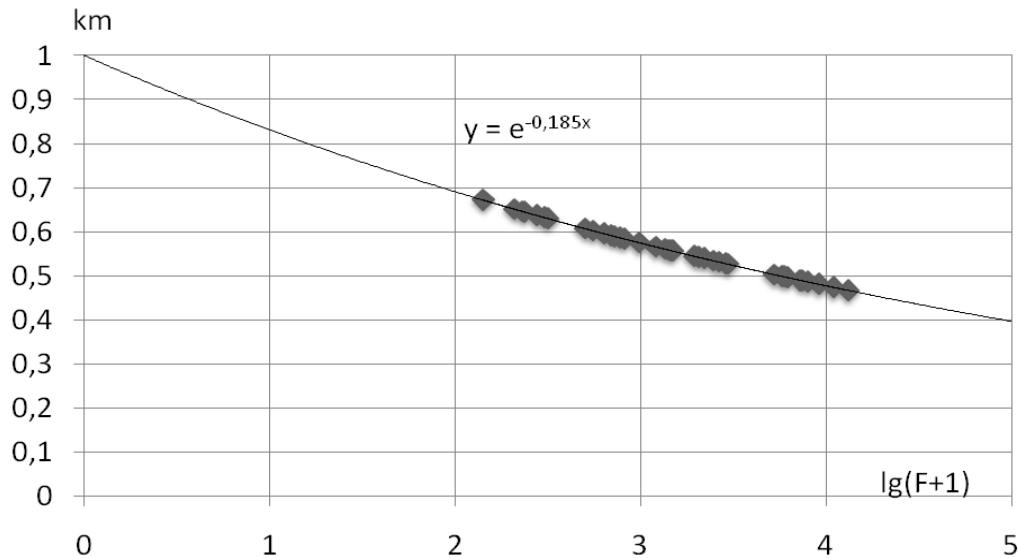


Рис. 4.3 – Залежність коефіцієнтів трансформації гідрографів стоку k_m від розмірів водозборів

4.4 Розрахункові модулі схилового припливу весняного водопілля в басейні р. Прип'ять

4.4.1 Нормування розрахункових шарів стоку весняного водопілля

Розрахункові шари стоку $Y_{1\%}$ є опорною характеристикою при розрахунках максимального стоку як весняного водопілля, так і дощових паводків.

Особливості просторового розподілу шарів стоку весняного водопілля опорної забезпеченості $P=1\%$ в басейні р. Прип'ять розглянуті нами в п.3.4. Узагальнені вони по території у вигляді карти-схеми ізоліній $Y_{1\%}$, рис. 3.9. Шари стоку зменшуються з півночі на південь від 200 до 100 мм, що відповідає географічній закономірності зміни цього параметра в басейні Прип'яті.

Пристаюючи до картування $Y_{1\%}$, вихідні дані були приведені до однієї широти ($\varphi = 51^\circ$ півн.ш.), а потім були побудовані залежності між $(Y_{1\%})_{\varphi=51}$, з одного боку, заболоченістю і залісеністю водозборів, з іншого. Виявити якусь закономірність в зміні максимального шару стоку весняної повені $Y_{1\%}$ під дією цих чинників не вдалося.

4.4.2 Коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу

Науково-методичні підходи при обґрунтуванні коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ розглянуті нами в п. 4.2 і 4.3.1.

При цьому відзначалося, що безпосередньо встановити їх неможливо через відсутність матеріалів спостережень за схиловим стоком річок. Але, з іншого боку, є можливість встановлення коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$, причому, згідно з (4.27)

$$\frac{m+1}{m} = 86,4 \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_n}{\bar{Y}_m F}.$$

В результаті узагальнення $\frac{m+1}{m}$ в залежності від площі водозборів нами отримано рівняння

$$\frac{m+1}{m} = 6,25 \exp[-0,185 \lg(F+1)] \quad (4.34)$$

Параметр $\frac{n+1}{n}$ є коефіцієнтом часової нерівномірності схилового припливу, який відповідає значенню $(\frac{m+1}{m})_{F=0}$ і дорівнює 6,25.

4.4.3 Обґрунтування розрахункової тривалості схилового припливу і коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання весняних водопіль в басейні Прип'яті

Невідомим параметром у формулі (4.33) є тривалість схилового стоку T_0 . Для її визначення пропонується знаходження T_0 в цій структурі зворотним розрахунком. З цією метою замість q'_m в (4.25) пропонується (взявши $k_n = 1,0$ і $\lambda_p = 1,0$, $r = 1,0$ і $P = 1\%$) підставити його значення згідно з

(4.33). Тоді

$$q_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%} k_m k_n. \quad (4.35)$$

Тривалість схилового припливу T_0 з (4.35) дорівнює

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_{1\%}}{q_{1\%}} k_m k_n. \quad (4.36)$$

Очевидно, що безпосередньо скористатися (4.36) для визначення T_0 не можливо, оскільки невідомим в цьому рівнянні, окрім T_0 , ще залишається і коефіцієнт русло-заплавного регулювання k_n . Таким чином, ми маємо одне рівняння з двома невідомими (T_0 і k_n).

Щоб використати (4.36) для встановлення T_0 , пропонується використати на першому етапі вирішення зворотної задачі припущення, що $k_n = 1,0$ (це його верхнє граничне значення за відсутності русло-заплавного регулювання). Тоді (4.36) відносно T_0 буде мати вигляд

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_{1\%}}{q_{1\%}} k_m. \quad (4.37)$$

В (4.37) для басейну р. Прип'ять:

1) коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ береться на рівні 6,25;

2) коефіцієнт трансформації гідрографів стоку k_m описується рівнянням (4.32);

3) максимальні модулі $q_{1\%}$ і $Y_{1\%}$ представлені в табличному вигляді.

Отримані в першому наближенні значення T_0 змінюються від 351 години (р. Гуйва – с. Городківка) до 2093 годин (р. Стир – с. Млинок).

На рис. 4.4 наводиться залежність T_0 від розмірів водозборів річок.

Описати її можна рівнянням $T_0 = 235 \lg(F + 1) + 221$; $r = 0,33$. Екстраполяція на вісь ординат дозволяє отримати осереднене на регіональному рівні шукане значення T_0 . Вільний член в цьому рівнянні є саме осередненою тривалістю припливу, тобто $T_0 = 221$ год.

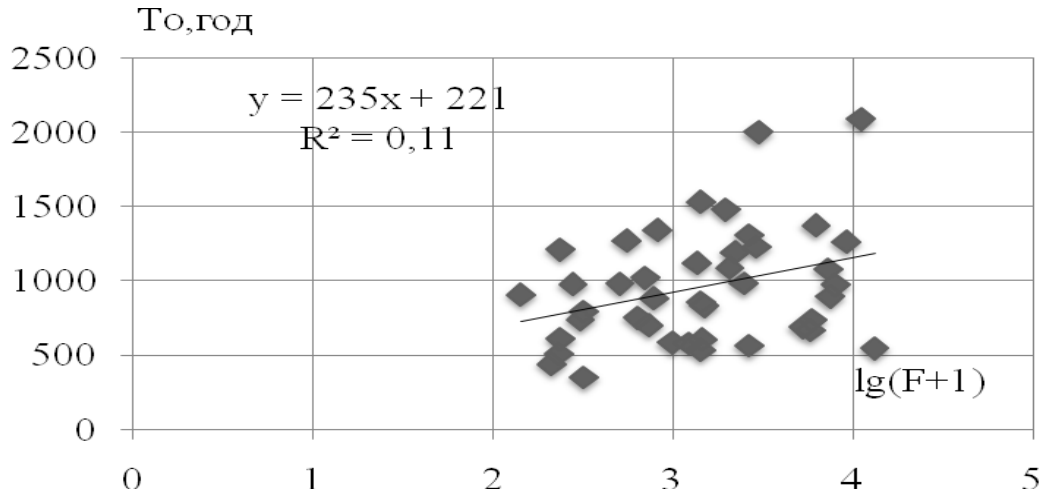


Рис. 4.4 - Залежність тривалості схилового припливу T_0 від розмірів водозборів річок в басейні р. Прип'ять (при $k_n = 1,0$)

При цьому значенні T_0 зворотним розрахунком з (4.35) можна знайти k_n , тобто

$$k_n = \frac{q_{1\%}}{0,28Y_{1\%}} \frac{n}{n+1} T_0 / k_m. \quad (4.38)$$

Вихідні і розрахункові дані, що входять до (4.38). Залежність k_n від розміру водозборів річок представлена на рис. 4.5.

Недоліком вихідної інформації, як видно з рис. 4.5, є те, що матеріали спостережень в основному відносяться до водозборів з площами, більшими 100 км^2 .

Що стосується малих водозборів ($F \leq 100 \text{ км}^2$), то вихідні дані по них відсутні взагалі в басейні р. Прип'ять. Між тим, як видно, найбільш складною є залежність k_n саме в області малих водозборів (де найбільше виражена нелінійність).

Спрощується процедура обґрунтування залежності k_n від площі водозборів тією обставиною, що при $F = 0$ коефіцієнт k_n відповідає своєму верхньому значенню, рівному 1,0. Описується k_n на регіональному рівні формулою

$$k_n = \exp[-0,437 \lg(F + 1)]. \quad (4.39)$$

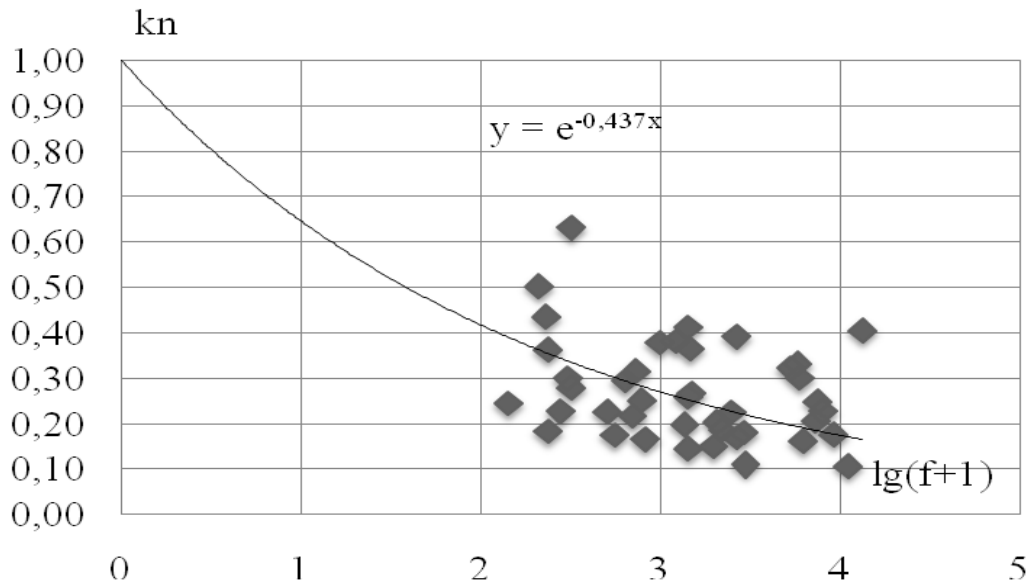


Рис. 4.5 - Залежність коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання k_n від розмірів водозборів річок в басейні р. Прип'ять

Після обґрунтування залежності $k_n = f(F)$ є можливість встановлення тривалості припливу T_0 в другому наближенні. Для цього рівняння (4.35) відносно T_0 переписеться в редакції

$$T_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{Y_{1\%}}{q_{1\%}} k_m k_n. \quad (4.40)$$

У (4.40): $\frac{n+1}{n} = 6,25$, k_m і k_n розраховуються за рівняннями (4.41) і (4.38) в залежності їх від площі водозборів, максимальні модулі стоку $q_{1\%}$ і шари стоку за повінь $Y_{1\%}$ наведені в дод.Б1.

Встановлені для усіх 43 водозборів тривалості припливу T_0 , наведені в дод Б1. Змінюються вони в досить широких межах – від 91 години (р. Случ – м. Сарни) до 440 годин (р. Стохід – смт. Любешів).

4.4.4 Просторове узагальнення розрахункової тривалості схилового припливу в період весняного водопілля

Стокові характеристики, як відомо, мають просторову і часову мінливість. Що стосується весняного водопілля, то це передусім зумовлено

просторовою неоднорідністю розподілу снігозапасів по території. Тому, приступаючи до узагальнення розрахункових тривалостей припливу T_0 , необхідно досліджувати їх, як і шари стоку за водопілля, на зумовленість географічним положенням окремих водозборів. З цією метою на основі дод. Б1 була побудована залежність розрахункової тривалості весняної по-вені T_0 від широти геометричних центрів водозборів (рис. 4.6).

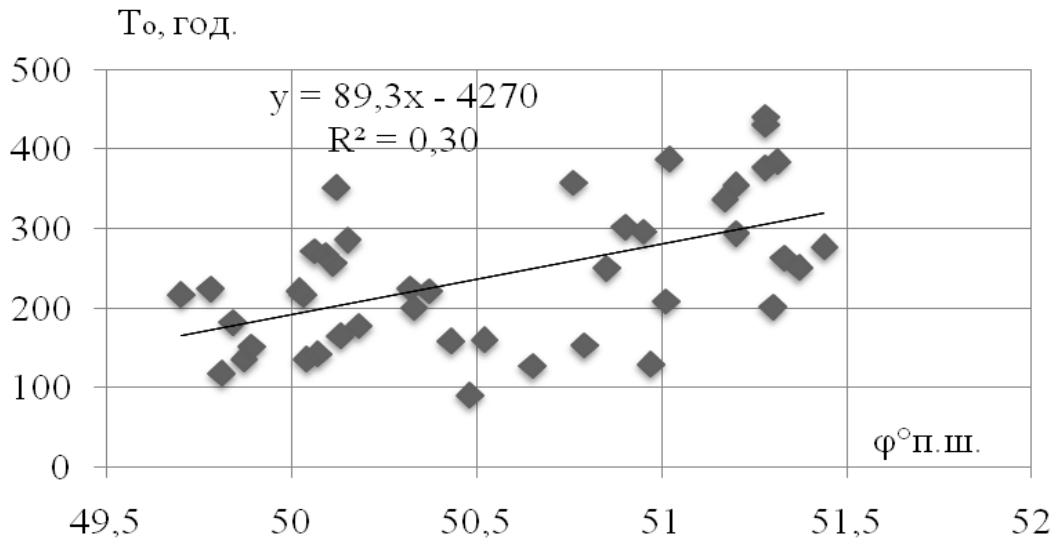


Рис. 4.6 - Залежність розрахункової тривалості схилового припливу T_0 від широти геометричних центрів водозборів

Як видно, незважаючи на значний розкид точок на графіку, має місце збільшення T_0 зі збільшенням широти геометричних центрів водозборів. Описується залежність рівнянням ($r = 0,55$)

$$T_0 = 89(\varphi - 51) + (T_0)_{\varphi=51^\circ}, \quad (4.41)$$

де $(T_0)_{\varphi=51^\circ}$ – тривалість схилового припливу на умовно взятий широті $\varphi = 51^\circ$ півн.ш.

Після приведення усіх вихідних даних до умовної широти, рівної $\varphi = 51^\circ$ півн.ш., є можливість досліджувати вплив на цю характеристику водопілля місцевих чинників – залісеності і заболоченості.

Згідно з табл. 1.3, заболоченість в басейні р. Прип'ять є досить поширеним елементом ландшафту та змінюється в діапазоні від 0 % (р. Случ – с. Велика Клітна) до 16 % (р. Прип'ять – с. Люб'язь). Використовуючи дані табл. 1.3 та дод. Б1, була побудована залежність $(T_0)_{\varphi=51^\circ} = f[\lg(f_{\bar{\sigma}} + 1)]$, яка показана на рис. 4.7.

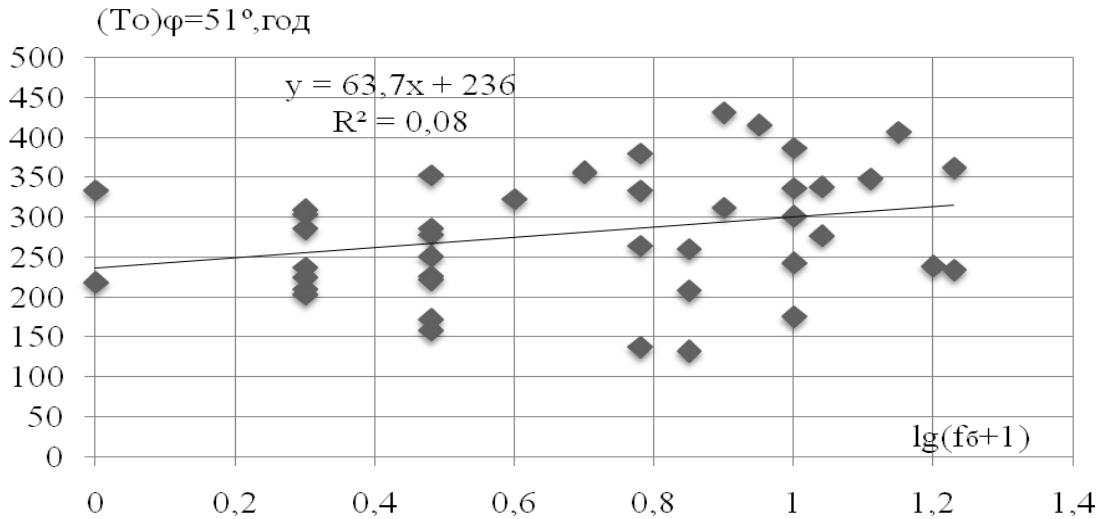


Рис. 4.7. Залежність тривалості схилового припливу $(T_0)_{\varphi=51^\circ}$, приведеної до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ півн.ш., від заболоченості водозборів в басейні р. Прип'ять

Рівняння для цієї залежності має вигляд

$$(T_0)_{\varphi=51^\circ} = 63,71\lg(f_{\delta} + 1) + 236; r = 0,28. \quad (4.42)$$

Коефіцієнт кореляції $r = 0,28$ відноситься до значущих.

Якщо винести за дужки вільний член, то рівняння (4.42) набуде вигляду

$$(T_0)_{\varphi=51^\circ} = 236[(1 + 0,271\lg(f_{\delta} + 1))]. \quad (4.43)$$

Вираз у квадратних дужках є коефіцієнтом впливу боліт k_{δ} на подовження тривалості припливу T_0 , тобто [80,90]

$$k_{\delta} = 1 + 0,271\lg(f_{\delta} + 1). \quad (4.44)$$

Очевидно, що при $f_{\delta} = 0$, $k_{\delta} = 1,0$, а при заболоченості $f_{\delta} = 100\%$ коефіцієнт впливу $k_{\delta} = 1,54$. З цього можна зробити висновок про досить суттєвий вплив заболоченості на зарегульованість характеристик максимального стоку весняної повені в басейні Прип'яті на схилах.

Для того, щоб дослідити вплив на тривалість припливу T_0 залісенос-

ті водозборів, нами усі вихідні дані по T_0 були приведені не лише до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ півн.ш., але й до заболоченості $f_{\delta} = 0$.

Потім по приведених $(T_0)_{\varphi=51^\circ, f_{\delta}=0}$ була побудована відповідна залежність від залісеності водозборів, рис.4.8.

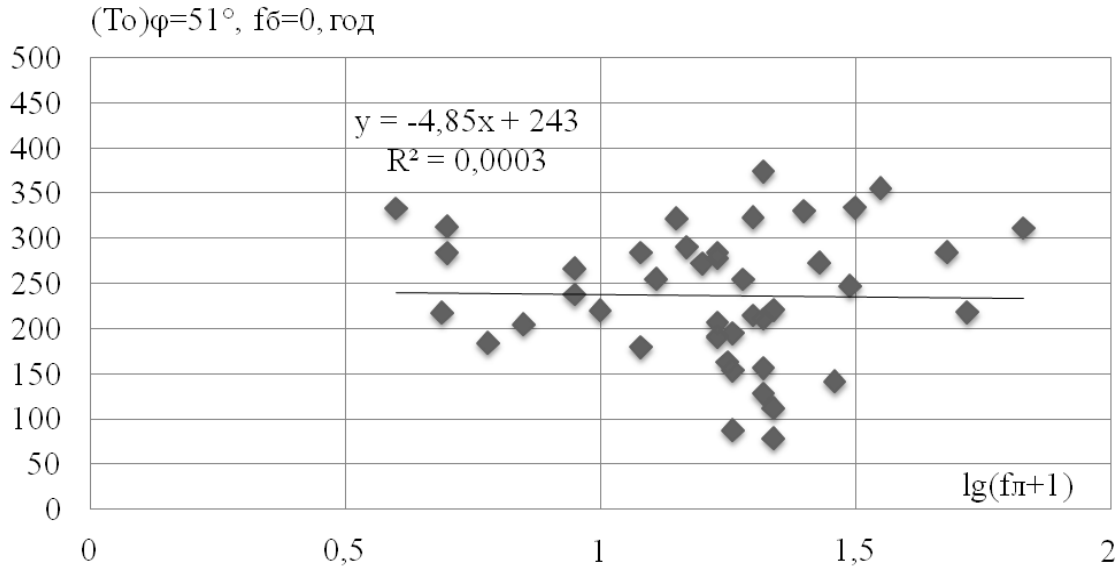


Рис. 4.8 - Залежність тривалості схилового припливу, приведеної до умовної широти $\varphi = 51^\circ$ півн.ш. і заболоченості $f_{\delta} = 0$, від залісеності водозборів в басейні р. Прип'ять

На відміну від заболоченості, залісеність поширена на досить великій площі – в окремих випадках вона досягає майже 70%. Коефіцієнт кореляції залежності $(T_0)_{\varphi=51^\circ, f_{\delta}=0} = f(f_{\text{л}})$ відноситься до незначущих ($r \approx 0$) і тому можна дійти висновку про несуттєвий вплив цього типу ландшафту на зарегульованість стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять.

Таким чином, приступаючи до просторового узагальнення тривалості припливу T_0 , вихідні дані приводяться тільки до умов $f_{\delta} = 0$.

Технічно це здійснювалося таким чином: за даними про заболоченість водозборів, використовуючи формулу (4.44), розраховувалися коефіцієнти впливу на T_0 заболоченості k_{δ} . Потім усі вихідні дані по T_0 ділилися на k_{δ} і тим самим здійснювалося приведення T_0 до умов $f_{\delta} = 0$.

Дійсно [83,91],

$$(T_0)_{f_{\delta}=0} = \frac{T_0}{k_{\delta}}. \quad (4.45)$$

Приведені до заболоченості $f_{\delta} = 0$. Надалі $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ наносяться на

карту-схему (до геометричних центрів водозборів). Ізолінії проведені через 25-50 годин (рис. 4.9).

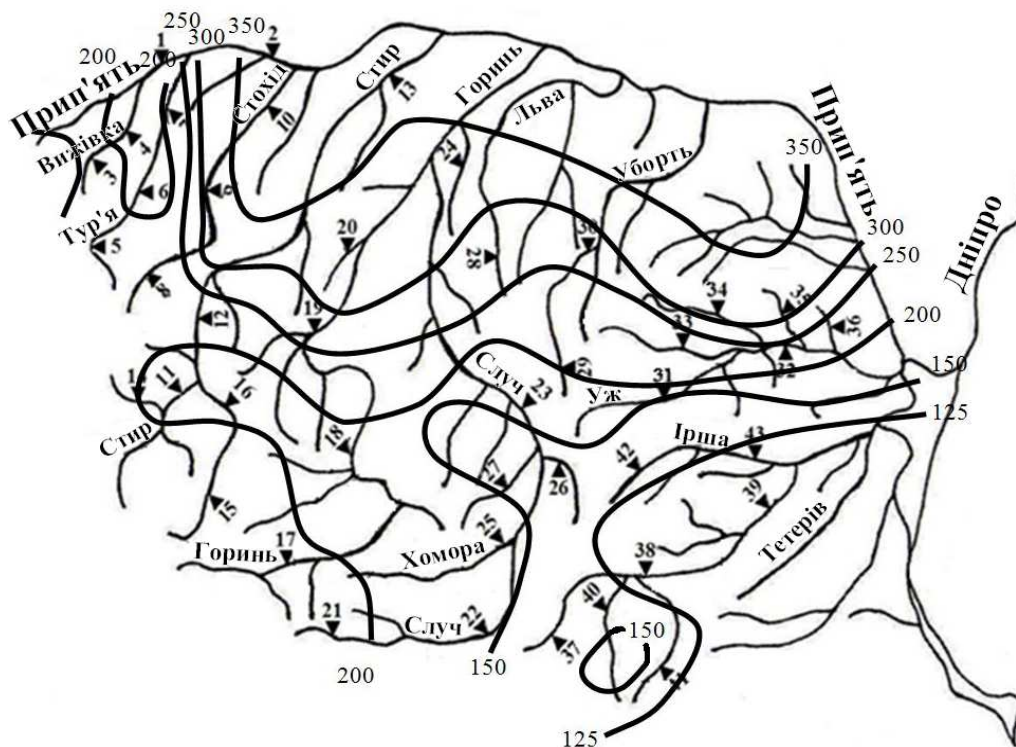


Рис. 4.9. Просторовий розподіл тривалості схилового припливу весняного водопілля $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ в басейні р. Прип'ять, год

Просторова закономірність зміни тривалості припливу полягає у зменшенні $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ від 350 год на півночі території до 125-150 год – на південному сході.

За наявності цієї карти-схеми (рис. 4.9) розрахункова тривалість схилового припливу в період весняного водопілля встановлюється за схемою

$$T_0 = (T_0)_{f_{\delta}=0} k_{\delta}, \quad (4.46)$$

де $(T_0)_{f_{\delta}=0}$ – величини тривалості схилового припливу, що знімаються з карти-схеми (для геометричних центрів водозборів), год;

k_{δ} – коефіцієнт впливу на T_0 заболоченості, який розраховується за рівнянням (4.44).

Достовірність наведеної карти-схеми відносно вихідних даних про тривалість схилового припливу в руслову мережу підтверджується рис.4.10.

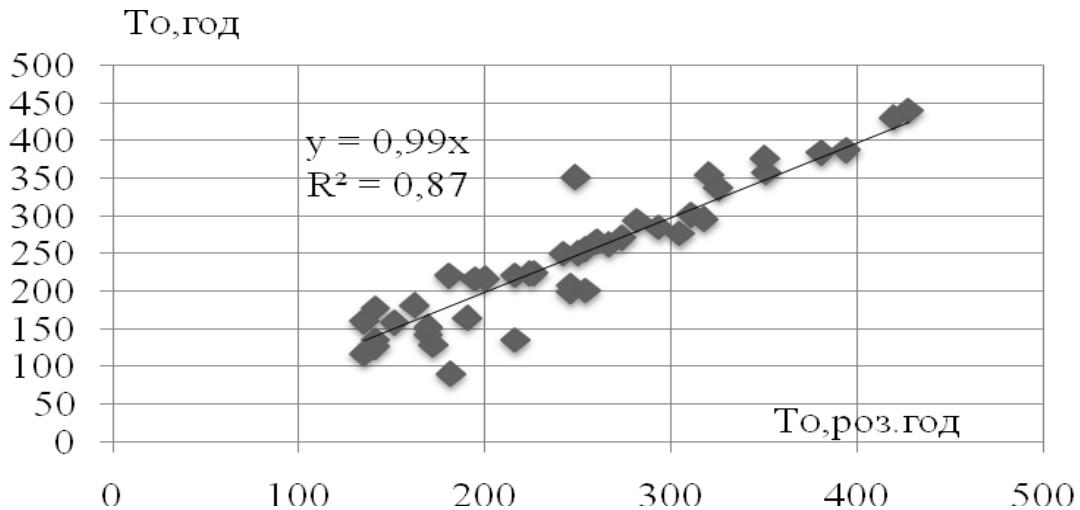


Рис. 4.10 – Порівняння тривалостей припливу води зі схилів в руслову мережу, розрахованих за (4.40), з вихідними даними

4.5 Зарегульованість максимального стоку весняного водопілля озерами, водосховищами і ставками проточного типу

Процеси затримання і акумуляції стоку весняного водопілля найсильніше виражені в річкових басейнах, що мають значні акумулюючі ємності (у вигляді озер, водосховищ і ставків проточного типу). Зазвичай такі басейни різко виділяються серед інших водозборів нижчими значеннями максимальних модулів стоку [92,93].

При масових розрахунках стоку середніх і малих водосховищ, а тим більше ставків, застосовують зазвичай спрощені методи розрахунку трансформації, які дозволяють визначати не увесь гідрограф скидання, а лише скидні максимальні витрати води відносно вхідних максимальних витрат води, тобто коефіцієнт трансформації r дорівнює

$$r = \frac{(Q_m)_{ск}}{(Q_m)_{пр}}, \quad (4.47)$$

де $(Q_m)_{пр}$ – максимальна витрата води припливу до водосховища;

$(Q_m)_{ск}$ – максимальна скидна витрата води.

Вперше така спрощена схема розрахунку трансформації максимального стоку, запропонована Д.І. Кочериним [94], ґрунтувалася на лінійних

моделях трикутних гідрографів припливу і скидання. Вона, по-суті, стала основою і для подальших розробок і уточнень. Звичайна структура водоймової трансформації виражається емпіричною формулою

$$r = 1,0 - \alpha_{03} f_{03}, \quad (4.48)$$

де r – коефіцієнт зниження піку водопілля;

α_{03} – емпіричний коефіцієнт, залежний від розташування водойм на водозборах;

f_{03} – відносна площа водойм руслового типу на водозборі.

Характер розташування озер у басейні можна врахувати приведеним коефіцієнтом озерності [34]

$$f'_{03} = f_{03} f_p = \frac{F_{03}}{F} \frac{F_p}{F} = \frac{F_{03} F_p}{F^2}, \quad (4.49)$$

де $f_p = \frac{F_p}{F}$ – відносна площа водозбору озера F_p ;

f'_{03} – середньозважена озерність;

$f_{03} = \frac{F_{03}}{F}$ – відносна озерність;

F_{03} – площа водної поверхні озера, км²;

F – площа водозборів, км².

При цьому, якщо створ розташований біля витоку з озера, тобто якщо уся площа водозбору регулюється озерами, то $F_p = F$ і $f'_{03} = f_{03}$. В усіх інших випадках $F_p < F$, а $f'_{03} < f_{03}$.

Оскільки характер впливу озер на максимальний стік залежить від їх розмірів і кількості, розміщення на водозборах відносно замикального створу й інших чинників, то існують різні види формул для визначення коефіцієнтів, що враховують зниження максимальних витрат води за рахунок озерного регулювання.

Формула, в якій відбивається вплив озер на зниження максимумів весняного водопілля з урахуванням характеру розташування озер (у вигляді приведенного коефіцієнта озерності), була запропонована свого часу О.О. Соколовим [95] у вигляді

$$\delta = \frac{1}{1 + cf'_{o3}}, \quad (4.50)$$

де $c = 0,2$.

Як приклад, можна навести й формулу, запропоновану Г.А. Алексєєвим [52]

$$r = (1 - f_{o3}) / (1 + 25f_{o3}), \quad (4.51)$$

де f_{o3} – у частках від одиниці.

Д.Л. Соколовським і Л.М. Сидоркіною [34] вплив озер враховується спільно з лісом і болотами, а саме

$$r = 1 - 0,611g(f_{o3} + 0,2f_{\delta} + 0,05f_{\lambda} + 1), \quad (4.52)$$

де f_{δ} – відносна заболоченість водозборів, %;

f_{λ} – відносна залісеність водозборів, %.

Трансформацію максимальних витрат води водосховищами r Д.І. Кочерин [94] рекомендує розглядати з урахуванням їх регулюючої ємності ΔV , тобто

$$r = \frac{(Q_m)_2}{(Q_m)_1} = 1 - \frac{\Delta V}{W}, \quad (4.53)$$

де $(Q_m)_1$ – максимальні витрати води вхідного гідрографа;

$(Q_m)_2$ – максимальні витрати води скидного гідрографа;

ΔV – регулюючий об'єм водосховища;

W – об'єм повені.

Згідно СНіП 2.01.14-83, а раніше і СН 435-72, коефіцієнт руслової трансформації r , що враховує зниження максимального стоку річок, зарегульованих проточними озерами і водосховищами, рекомендується обчислювати за формулою, співпадаючою з (4.50).

Причому, коефіцієнт c береться залежно від середнього багаторічного шару весняного стоку \bar{Y}_m з таблиці [49] і f'_{o3} – від середньозваженої озерності водозборів (%)

$$f'_{o3} = \sum_{i=1}^n (100S_i f_i / F^2), \quad (4.54)$$

де F – площа водозбору в розрахунковому створі річки, км²;

S_i – площа водного дзеркала озера, км²;

f_i – площа водозбору озера, км².

За відсутності відомостей про площу водозборів озера f_i середньозважену озерність допускається визначати за формулою

$$f'_{oz} = (f_{oz} - 2) / 2,8, \quad (4.55)$$

де f_{oz} – відносна озерність, %

$$f_{oz} = (\sum_{i=1}^n S_i 100) / F. \quad (4.56)$$

Якщо річка та її притоки витікають з озер, водозбори яких становлять значну частину ($f_{oz} > 50\%$), площа водозбору річки f'_{oz} обчислюється за формулою

$$f'_{oz} = (f_{oz} - 2) / 0,92. \quad (4.57)$$

При розташуванні озер на водозборі поза головним руслом і основними притоками значення коефіцієнта r рекомендується призначати рівним 0,8, незалежно від величини озерності.

Вплив ставок, що регулюють меженний стік, при розрахунку максимальних витрат води ймовірністю перевищення P менше 5%, не враховується, а при $P > 5\%$ допускається зменшення розрахункового значення витрати води до 10% [49].

Нами коефіцієнт зарегульованості максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять під впливом озер, водосховищ, ставків проточного типу r рекомендується брати відповідно до нормативного документу СНіП 2.01.14-83[96].

4.6 Перевірочні розрахунки за базовою формулою

Виконувались ці розрахунки за даними 43 об'єктів, на матеріалах яких обґрунтовувались параметри методики для визначення максимальних витрат води весняного водопілля річок правобережжя р. Прип'ять. Охоплюють вони водозбірні площі від 141 км² (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 км² (р. Случ – м. Сарни). Необхідний мінімум вихідних даних включає та-

ку інформацію, наведену в табл. 1.3: площу водозборів річок (F , км²), відносну зарегульованість стоку озерами, водосховищами і ставками (f_{O3} , %), відносну заболоченість ($f_{\bar{\sigma}}$, %), а також розрахункову забезпеченість (P , %).

Визначення складових розрахункової формули (4.25)

$$q_{P\%} = q'_{1\%} \cdot k_m \cdot k_n \cdot r \cdot \lambda_{P\%}$$

виконується в такій послідовності.

Перш за все необхідно зазначити, що в басейні р. Прип'ять (по деяких об'єктах) суттєва озерність відсутня, а тому $r = 1,0$. Розрахункова забезпеченість взята на рівні $P = 1\%$, чому відповідає $\lambda_{P\%} = 1,0$.

Таким чином, (4.25) має вигляд

$$q_{1\%} = q'_{1\%} \cdot k_m \cdot k_n, \quad (4.58)$$

де $q_{1\%}$ – максимальний модуль стоку весняного водопілля забезпеченістю $P = 1\%$, м³/с·км²;

$q'_{1\%}$ – максимальний модуль схилового припливу забезпеченістю $P = 1\%$, м³/(с·км²).

1. Максимальні модулі схилового припливу $q'_{1\%}$ розраховуються за формулою (4.33)

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%},$$

де 0,28 – коефіцієнт розмірності;

$\frac{n+1}{n} = 6,25$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість схилового припливу (год) встановлюється для кожного об'єкта на основі карти-схеми $(T_0)_{f_{\bar{\sigma}}=0}$ (для їх геометричних центрів), наведеної на рис. 4.9, і даних по заболоченості водозборів ($f_{\bar{\sigma}}$, %) за виразом відповідно до (4.46)

$$T_0 = (T_0)_{f_{\bar{\sigma}}=0} \cdot k_{\bar{\sigma}},$$

$k_{\bar{\sigma}}$ – коефіцієнт впливу заболоченості на тривалість схилового припливу.

Коефіцієнт $k_{\bar{\sigma}}$ визначається за формулою (4.44)

$$k_{\bar{\sigma}} = 1 + 0,27 \lg(f_{\bar{\sigma}} + 1);$$

$Y_{1\%}$ – шар стоку весняного водопілля забезпеченістю $P=1\%$, мм, який визначається для геометричних центрів водозборів за відповідною картою-схемою (рис. 3.9).

2. Коефіцієнти трансформації форми гідрографів руслового стоку k_m обчислюються в залежності від розмірів водозборів річок за рівнянням (4.32)

$$k_m = \exp[-0,185 \lg(F + 1)].$$

3. Коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання максимальних модулів стоку обчислюється залежно від розмірів водозборів річок, за рівнянням (4.39)

$$k_n = \exp[-0,437 \lg(F + 1)].$$

Розраховані за такою схемою максимальні модулі стоку $q_{1\%}$ наведені у дод. Б1.

Середнє відносне відхилення розрахункових модулів стоку $(q_{1\%})_{роз}$ від вихідних даних $(q_{1\%})_{ф}$ становить $\pm 16,5\%$, що повною мірою відповідає точності вихідних даних по максимальному стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті забезпеченістю $P=1\%$ ($\sigma_{Q_{1\%}} = 16,7\%$) і вимогам діючого в Україні нормативного документу СНіП 2.01.14-83 ($\Delta Q_{1\%} \leq 20,0\%$).

Наочне уявлення про відповідність розрахункових модулів максимального стоку $(q_{1\%})_{роз}$ вихідним даним, визначеним за результатами статистичної обробки часових рядів $(Q_{1\%})_{ф}$, надає їх графічне порівняння (рис.4.11).

При коефіцієнті регресії, який дорівнює 0,96, і коефіцієнті кореляції $r = 0,88$ можна вважати задовільною збіжність між $(q_{1\%})_{роз}$ і $(q_{1\%})_{ф}$, а таким чином і запропонувати розрахункову формулу (4.25) для практичного використання замість застарілого СНіП 2.01.14-83.

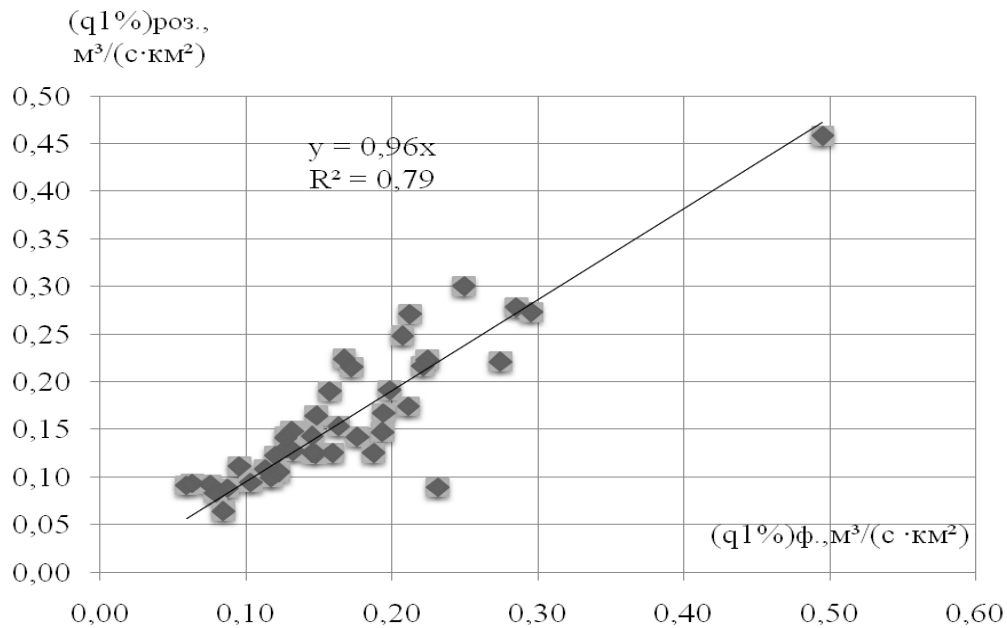


Рис. 4.11 – Порівняння максимальних модулів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, визначених за формулою (4.25), з вихідними даними

4.7 Узагальнено-спрощений варіант розрахункової формули максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті

Базова структура (4.25) для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті та подальша її реалізація за даними 43 об'єктів з площами водозборів від 141 км^2 (р. Виживка – с. Руда) до 13300 км^2 (р. Случ – м. Сарни) спирається безпосередньо на геометричну модель гідрографів руслового стоку. Базова структура включає максимальний модуль схилового припливу q'_m в редакції (4.33) і три трансформаційних параметри, два з яких (коефіцієнт форми гідрографів k_m та русло-заплавного зарегулювання k_n) зумовлені редуруючими впливами на русловий стік гідрографічної мережі, а третій (коефіцієнт трансформації паводків і водопіль r) – зумовлений впливом на максимальні витрати води регулюючої ємності ставків, водосховищ і озер проточного типу.

Відзначимо, що коефіцієнти k_m і k_n , як видно з рівнянь (4.32) і (4.39), описуються однотипними функціями, аргументами в яких використовуються площі водозборів. Це дає можливість об'єднати їх в один параметр k_F , причому

$$k_F = k_m k_n = \exp[-0,623 \lg(F + 1)]. \quad (4.59)$$

Залежність узагальненого коефіцієнта трансформації весняних водопіль в басейні р. Прип'ять k_F та його складових k_m і k_n від розмірів водозборів наведена на рис. 4.12. Усі вони при $F = 0$ виходять з одиниці, а надалі, зі збільшенням F , з різною мірою інтенсивності убивають.

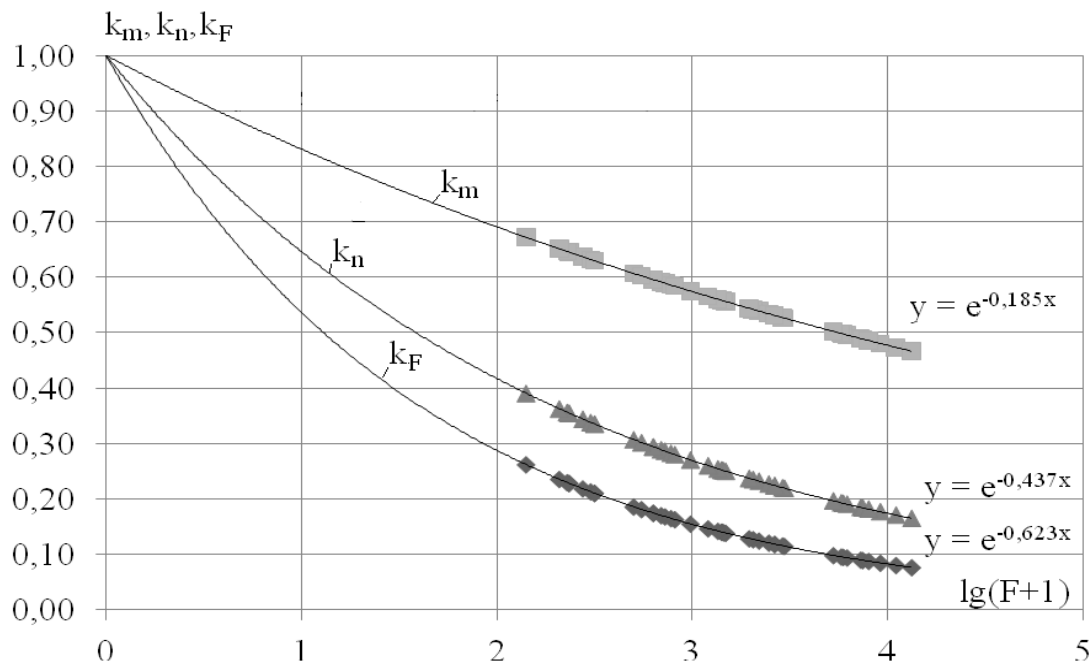


Рис. 4.12 – Залежність редукційних коефіцієнтів максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять від розмірів водозборів

Беручи до уваги (4.59), розрахункову формулу (4.25) запишемо у вигляді

$$q_{1\%} = q_{1\%}' k_F \lambda_{p\%} r. \quad (4.60)$$

У розгорнутому форматі та з врахуванням зарегульованості стоку водоймами проточного типу

$$q_{p\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{(T_0) f_{\bar{\sigma}}} Y_{1\%} k_F \lambda_{p\%} r. \quad (4.61)$$

Згідно з [37], введемо позначення

$$\frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} = k_0, \quad (4.62)$$

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

T_0 – тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі, год;

k_0 – коефіцієнт схилової трансформації весняного стоку.

Якщо взяти до уваги ту обставину, що T_0 багато в чому залежить від таких чинників, як залісеність і заболоченість, то (4.62) слід записати в дещо іншій редакції, а саме

$$k_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 k_\delta}, \quad (4.63)$$

де $k_\delta \geq 1,0$ – коефіцієнт впливу на T_0 заболоченості водозборів.

Таким чином, враховуючи (4.63), спрощена структура формули (4.61) набуде вигляду

$$q_{P\%} = k_0 Y_{1\%} k_F \lambda_{P\%}. \quad (4.64)$$

Перевірочні розрахунки здійснені за спрощеною структурою (4.64) при забезпеченості $P=1\%$ і при $\lambda_{1\%}=1,0$. Середнє відхилення розрахункових модулів $q_{1\%}$ від вихідних становить $\pm 16,5\%$.

Вираз (4.64) в загальному вигляді співпадає із структурою формули (2.41), рекомендованою СНіП 2.01.14-83 для розрахунку максимального стоку весняного водопілля на території СРСР. Дійсно, за умови, що параметри $b=1,0$, $\lambda_{P\%}=1,0$, $r=1,0$ і $\delta, \delta_1, \delta_2=1,0$,

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}} = k_0 Y_m k'_F, \quad (4.65)$$

де $k'_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}$ – редуційний коефіцієнт.

Але відповідність структур (4.64) і (4.65) є суто формальною, бо підходи до визначення їх параметрів мають принципові відмінності. Зокрема, в СНіП 2.01.14-83 розрахунковий шар стоку весняного водопілля Y_p ви-

значається через статистичні параметри: середнє значення Y_0 , коефіцієнти варіації C_v і співвідношення між коефіцієнтами асиметрії C_s і варіації C_v . Причому, в залежності від географічного положення об'єктів до картованих середніх значень Y_0 передбачені поправки, у тому числі в зоні мішаних лісів (до якої відноситься й басейн р. Прип'ять) на залісеність водозборів δ_1

$$\delta_1 = \frac{a}{(f_l + 1)^{n'}}, \quad (4.66)$$

де n' – показник степеня редукції, який залежить від природної зони, розташування лісів на водозборах та ґрунтів під лісами;

a – параметр, який подібно до n' , залежить від розташування лісів на водозборах.

Наші дослідження (розд. 3) засвідчують, що в басейні р. Прип'ять не виявлено значущих залежностей між розрахунковими шарами стоку $Y_{1\%}$ і місцевими особливостями підстильної поверхні водозборів (залісеністю і заболоченістю). Таким чином, на регіональному рівні слід було б взяти $\delta_1 = 1,0$, а це, з іншого боку, означає, що карта СНіП 2.01.14-83 не може використовуватись при розрахунках максимального стоку водопілля, оскільки при її побудованні передбачався наявний вплив декількох місцевих чинників поверхневого стоку.

При обґрунтуванні структури розрахункової формули максимального стоку, основаної на геометричній моделі гідрографів паводків і водопіль, нами показано, що шар стоку Y_m і тривалість схилового припливу T_0 є складовими максимального модуля схилового припливу q'_m , тобто

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 \cdot k_l \cdot k_{\delta}} \cdot Y_m \cdot k'_l \cdot k'_{\delta}, \quad (4.67)$$

де k_l, k_{δ} – коефіцієнти впливу на тривалість припливу T_0 залісеності (f_l) і заболоченості (f_{δ}) водозборів;

k'_l, k'_{δ} – коефіцієнти впливу на шари стоку $Y_{1\%}$ за водопілля залісеності та заболоченості.

На матеріалах щодо характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять виявлено вплив на T_0 лише заболоченості, причому

$$k_{\delta} = 1 + 0.271 \lg(f_{\delta} + 1). \quad (4.68)$$

Раніше йшлося про те, що в басейні р. Прип'ять залісеність водозборів на шар стоку не впливає і, таким чином, $k'_d = k'_\delta = 1,0$, а (4.65) має вигляд

$$q'_m = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0 k_\delta} Y_m. \quad (4.69)$$

Порівнюючи між собою структури (2.41), запропонованої СНіП 2.01.14-83 і (4.24), запропонованої нами, очевидно що

$$\delta_2 = \frac{1}{k_\delta}, \quad (4.70)$$

δ_2 – коефіцієнт впливу заболоченості на q_m

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1 f_\delta + 1), \quad (4.71)$$

β – коефіцієнт для врахування типу боліт і переважного механічного складу ґрунту під ними (для низинних боліт, заболочених лісів і луків $\beta = 0,8$);

f_δ – заболоченість водозборів, %.

Розраховані за допомогою (4.68) і (4.71) коефіцієнти k_δ і δ_2 добре узгоджуються між собою (при коефіцієнті кореляції $r = 0,95$).

Підсумовуючи виконаний аналіз формул (4.64) і (4.65), можна дійти висновку, що на відміну від нормативного документа СНіП 2.01.14-83, у якому коефіцієнт «дружності» водопілля k_0 береться на основі не чітко визначеного методу гідрологічної аналогії, у пропонованій нами, авторами методики k_0 встановлюється на основі використання карти-схеми тривалості схилового припливу і врахування регулюючого впливу на неї заболоченості водозборів. Доведено також, що інтегральний параметр δ_2 фактично є відповідним показником лише ступеня зарегулювання водопіль на схилах річкових водозборів.

ВИСНОВКИ

На основі запропонованої та реалізованої операторної структури формули об'ємного типу вирішена актуальна проблемна задача з удосконалення нормативної бази в області розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля в правобережній частині басейну Прип'яті. За отриманими результатами можна зробити такі висновки:

1. Вперше для нормування розрахункових характеристик весняних водопіль рідкісної ймовірності перевищення запропонована операторна структура «схиловий приплив – русловий стік» в моделі одного з варіантів об'ємних формул.
 - 1.1. Базовим параметром розрахункової методики є максимальний модуль схилового припливу, зумовлений шаром стоку, тривалістю припливу талих вод зі схилів до руслової мережі та ефектами русло-заплавного зарегулювання водопіль.
 - 1.2. Складові розрахункової структури дають змогу, на відміну від діючого в Україні нормативного документа СНіП 2.01.14-83, відносити їх до окремих категорій схилового і руслового стоку.
2. Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку весняного водопілля здійснювалась з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності, а характеристики різної ймовірності перевищення встановлені із застосуванням трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля.
 - 2.1. Вихідні дані охоплюють 43 річкових водозбори з площею від 141 (р. Вижівка – с. Руда) до 13300 (р. Случ – м. Сарни) км² і періодами спостережень (по 2010 рік включно) від 17 (р. Случ – м. Новгород-Волинський) до 85 (р. Стир – м. Луцьк) років. Але необхідно зауважити, що тільки половина з них (22 водозбори) мають часові ряди спостережень по 2010 рік, а інші 21 – обмежені 1990 роком.
 - 2.2. Для приведення вихідних даних по максимальному стоку до розрахункового періоду (2010 року) використано метод аналогії. По рядах максимальних витрат води і шарів стоку в межах двох періодів (1990 і 2010рр.) значущих розбіжностей не виявлено. Максимальні витрати води весняного водопілля (середні багаторічні величини) в період до 2010 року мали дещо менші величини (у середньому на 13%) порівняно з періодом до 1990 р.
 - 2.3. Розрахункові шари стоку весняного водопілля забезпеченістю $P = 1\%$ в басейні Прип'яті змінюються у межах від 93,7 (р. Гуйва – с. Городківка) до 228 мм (р. Стохід – с. Гулівка). Середня квад-

ратична похибка обчислених величин шарів стоку забезпеченістю $P=1\%$ становить у середньому 15,8%, що повною мірою відповідає вимогам чинного СНіП 2.01.14-83. Середня квадратична похибка обчислених для забезпеченості $P=1\%$ максимальних витрат води теж відповідає вимогам нормативного документа ($\sigma_{Q_{1\%}} = 16,7\%$).

- 2.4. Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля забезпеченістю $P=1\%$ здійснено у вигляді карти-схеми ізоліній. Змінюються шари стоку $Y_{1\%}$ по території від 100 до 200 мм, зменшуючись з півночі та північного заходу на південь і південний схід. Значущих впливів залісеності та заболоченості на розрахункові шари стоку весняного водопілля в українській частині басейну р. Прип'ять не виявлено. Обґрунтована карта-схема шарів стоку забезпеченістю $P=1\%$ рекомендується до практичного використання, вона є складовою частиною і входить до розрахункової методики при визначенні максимальних модулів схилового припливу до руслової мережі в період весняного водопілля.
3. Структурна база формули максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті передбачає визначення трьох складових: розрахункових модулів схилового припливу, коефіцієнтів трансформації форми гідрографів стоку і коефіцієнтів русло-заплавного зарегулювання. Слід зауважити, що тільки один з трьох параметрів можна встановити безпосередньо за матеріалами спостережень (коефіцієнт трансформації форми гідрографів стоку), а два інших – вихідними даними не забезпечені.
4. Максимальні модулі схилового припливу $q_{1\%}$ розраховуються з використанням коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$, тривалості схилового припливу T_0 і шарів стоку $Y_{1\%}$.
- 4.1. Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ обґрунтовано на рівні 6,25, за результатами аналізу коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$.
- 4.2. Коефіцієнти русло-заплавного зарегулювання, які відносяться до невимірюваних параметрів, визначені в результаті застосування обчислювальних процедур.
- 4.2.1. На першому етапі наближення при визначенні тривалості припли-

ву T_0 у структурі розрахункової формули коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання k_n брався на рівні одиниці (це відповідає площі водозборів $F = 0$). На основі побудови обчисленої таким чином тривалості припливу T_0 і розмірів водозборів екстраполяцією залежності T_0 на вісь ординат встановлено середнє регіональне значення тривалості (221 год). А виходячи з базової структури формули максимального модуля стоку $q_{1\%}$, визначені й індивідуальні значення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання k_n . Узагальнені вони по території в залежності від розміру водозборів.

- 4.2.2. На другому етапі коефіцієнти русло-заплавного регулювання, тобто після встановлення k_n , визначені для кожного водозбору й шукані індивідуальні тривалості схилового припливу.
- 4.2.3. У свою чергу тривалість схилового припливу води в період весняного водопілля на річках басейну Прип'яті представлена у вигляді карти-схеми ізоліній, за умови приведення вихідних даних до заболоченості $f_{\bar{0}} = 0$. Причому, заболоченість сприяє збільшенню тривалості схилового припливу. На карті-схемі приведених до $f_{\bar{0}} = 0$ тривалостей схилового припливу ізолінії проведені через 25-50 год. Змінюються $(T_0)_{f_{\bar{0}}=0}$ від 350 год на півночі до 125 год – на південному сході.
5. Оскільки вплив на максимальні модулі стоку коефіцієнтів трансформації форми гідрографів руслового стоку і русло-заплавного зарегулювання водопіль в басейні р. Прип'ять інтегрально описуються одним і тим же аргументом – розмірами водозборів, базову формулу максимального стоку можна спростити.
6. У спрощеному вигляді розрахункова формула за структурою схожа з формулою методики СНіП 2.01.14-83, але має і суттєві відмінності, які полягають у врахуванні тривалості схилового припливу, що в умовах Прип'яті змінюється у досить широких межах.
7. Обґрунтована методика для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні Прип'яті доведена до практичного використання (без будь-яких доопрацювань) і рекомендується замість поки-що діючого в Україні СНіП 2.01.14-83.

Науково-методична база може бути поширена й на інші регіони, причому не тільки для нормування характеристик весняного водопілля, а й дощових паводків.

Точність запропонованої методики знаходиться на рівні 16,5 %, що

узгоджується з точністю вихідної інформації ($\sigma_{Q_{1\%}} = 16,7\%$) і відповідає вимогам діючого в Україні СНіП 2.01.14-83 (до 20 %).

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Паламарчук М.М. Водний фонд України. Довідковий посібник / М.М. Паламарчук, Н.Б. Закорчевна; за ред. В.М. Хорєва, К.А. Алієва. – К.: Ніка-Центр, 2001. – 392 с.
2. Атлас України [Електронний ресурс]: Кер. проекту Л.Г.Руденко, В.С.Чабанюк, А.І.Бочковська / Інститут географії Національної академії наук України і Товариство з обмеженою відповідальністю «Інтелектуальні системи ГЕО», Інтелектуальні Системи ГЕО, 1999-2000. – Назва з титул. екрану.
3. 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.
4. Новосад Я.О. Геологія та гідрогеологія / Я.О. Новосад. – Рівне: Вид-во Рівненського державного технічного університету, 2001. – 180 с.
5. Пазинич В.Г. Геоморфологічний літопис Великого Дніпра – В.Г. Пазинич. – Ніжин: «Гідромакс», 2007. – 372 с.
6. Фізична географія Української РСР / [За ред. А.М. Маринича]. – К.: Вища школа, 1982. – 208 с.
7. Вишневський В.І. Гідрологічні характеристики річок України / В.І. Вишневський, О.О. Косовець.-К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
8. Почвы Украины и повышение их плодородия. Т.2. – К.: Урожай, 1988. – 176 с.
9. Природа Украинской ССР. Почвы / [Н.Б. Вернандер, И.Н. Гоголев., Д.И. Ковалишин и др.] – Киев: Наук. думка, 1986. – 216 с.
10. Назаров Г.В. Гидрологическая роль почвы / Г.В. Назаров. – Л.: Наука, 1981. – 214 с.
11. Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР. – М.: ГУГК, 1978. – 184 с.
12. Генсірук С.А. Географія лісових ресурсів України / С.А. Генсірук, М.С. Нижник. – Львів: Світ, 1995. – 123 с.
13. Лобода Н.С. Обоснование стохастических моделей годового суммарного и подземного стока в условиях осушительных мелиораций (по материалам западного Полесья) / Н.С. Лобода, О.И. Шаменкова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. – 2002. – Вип. 46. – С. 279 – 293.
14. Клімат України / За ред.. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. – Київ: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
15. Природа Украинской ССР. Климат / [В.Н. Бабиченко,

- М.Б. Барабаш, К.Т. Логвинов и др.] – К.: Наукова думка, 1984. – 232 с.
16. Барабаш М.В. Зміна клімату при глобальному потеплінні / М.В. Барабаш, М.Б. Грибенюк, О.Г. Татарчук // Зб. «Водне господарство України». 1998. №3 – С. 9-12.
 17. Фан Ван Тинь. Климатические и водные ресурсы украинского Полесья / Фан Ван Тинь, Е.Д. Гопченко, Н.С. Лобода // Межведомственный научный сборник Украины. – Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса. – 1999. – Вып. 39. – С. 254-267.
 18. Лобода Н.С. Изменения климата и его влияние на реки Украины/ Н.С. Лобода, А.А., Коробчинская, А.А Рудник// Український Гідрометеорологічний журнал. Головний редактор С.М. Степаненко. – Одеса: Вид. “ТЕС” - №6.-2010. - С.199-204.
 19. Степаненко С.М., Польовий А.М., Школьний Є.П. та ін. Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: [монографія] / колектив авт.: С.М. Степаненко, А.М. Польовий, Є.П. Школьний [та ін.]; за ред.. С.М. Степаненка, А.М. Польового. – Одеса: Екологія, 2011. – 696 с.
 20. Лобода Н.С. Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами / Н.С. Лобода, Е.Д. Гопченко // Зб. наук. пр. Укр. географ. тов. Україна: географічні проблеми сталого розвитку. – 2004. – С. 144-146.
 21. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Вып. 10. Украинская ССР. Кн.1. – Л.: Гидрометеоиздат,1990. – 605 с.
 - 22.Погорелова М.П. Максимальные суточные осадки в бассейне р. Днепр / М.П. Погорелова // Матеріали наукової конференції з проблем динамічної метеорології, прогнозу погоди та клімату, агрометеорологічних аспектів вирощування сільськогосподарських культур, гідрології та питань охорони довкілля. – Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2000. – Вип. 40. –15 с.
 23. Гидрогеология СССР, сводный том, вып. 4. – М.: Недра, 1973. – С. 203-215.
 24. Попов О.В. Подземное питание рек / О.В. Попов – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 292 с.
 25. Швебс Г.І. Каталог річок і водойм України: Навчально-довідковий посібник / Г.І.Швебс, М.І.Ігошин – Одеса: Астропринт, 2003. – 392 с.
 26. Гребень В.В. Сучасний водний режим річок України (ланшафт-но-гідрологічний аналіз) / В.В. Гребень — К.: Ніка-Центр, 2010. – 316 с.

27. Лиштван И.И. Проблемы наводнений в Полесье и мероприятия противонаводковой защиты населенных пунктов сельскохозяйственных земель/И.И. Лиштван, Г.В. Азяв, Л.М. Ярошевич // Природные ресурсы. 1999. №2. – С. 49-58.
28. Лук'янець О.І. Річки правобережжя Прип'яті в періоди високої водності: повторюваність дощових паводків та особливості гідрологічного режиму / О.І. Лук'янець, М.М. Сусідко // Наук. праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип. 247. – С. 136-143.
29. Соколовский Д.Л. Речной сток / Д.Л. Соколовский – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 538 с.
30. Горошков И.Ф. Гидрологические расчеты / И.Ф. Горошков – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 432 с.
31. Гопченко Е.Д. Гидрология с основами мелиорации / Е.Д. Гопченко, А.В. Гушля – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 303 с.
32. Клибашев К.П. Гидрологические расчеты / К.П. Клибашев, И.Ф. Горошков – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 460 с.
33. Гопченко Е.Д. О редуции максимальных модулей дождевого стока по площади / Е.Д. Гопченко // Метеорология и гидрология, 1975. – №2. – С. 66-71.
34. Гопченко Е.Д. О недостатках структурной базы нормативного документа СНиП 2.01.14-83 / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова, М.В. Гопций // Труды Международного семинара, посвященного 100-летию со дня рождения доктора технических наук, профессора Бефани Анатолия Николаевича (Одесса, 26-28 марта 2009 г). – Москва, 2009. – С. 219-226.
35. Гопченко Е.Д. О редуционных формулах максимального стока / Е.Д. Гопченко // Тр.УкрНИГМИ, 1980. – Вып.175. – С. 85-93.
36. Алексеев Г.А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации / Г.А. Алексеев – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 94 с.
37. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах / А.В. Огиевский // Тр.НИУ ГУ ГМС, сер. IV. – 1945. – Вып.13. – 191 с.
38. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР / В.І. Мокляк – Київ; Видав. АН УРСР, 1957. – 163 с.
39. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты / А.М. Владимиров – Л.: Гидрометеоиздат, 1990 – 365 с.
40. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 447 с.
41. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / А.Н. Бефани // Труды ОГМИ, 1949. – Вып. IV – С. 39-177.

42. Алексеев Г.А. Паводочный сток рек СССР / Г.А. Алексеев – М.: Гидрометеиздат, 1956 – 107 с.
43. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока / А.Н. Бефани // Труды ОГМИ, вып. XIV, 1958. – 309 с.
44. Бефани А.Н. Основные принципы географического обобщения гидрологии паводков / А.Н. Бефани, Н.Ф. Бефани, Е.Д. Гопченко // Гидрология и климатология. – Л. 1975. – С. 7-10.
45. Гопченко Е.Д. О русло-пойменном регулировании максимального стока / Е.Д. Гопченко, Т.А. Казанкова, М.Е. Романчук // Метеорология, климатология и гидрология, 1997 – Вып.34 – С. 221-231.
46. Железняк И.А. Определение максимального расхода половодья по типовым характеристикам гидрометеорологических условий и водосбора / И.А. Железняк // Тр. УкрНИГМИ, 1985. – Вып. 201. – С. 15-27.
47. Вишневський П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні / П.Ф. Вишневський – К.: «Наукова думка», 1964. – 230 с.
48. Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности / Е.Д. Гопченко, М.С. Романчук – Київ, КНТ, 2005. – 148 с.
49. Гопченко Е.Д. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины / Е.Д. Гопченко, В.А. Овчарук – ТЭС. – Одесса, 2002. – 110 с.
50. Гопченко Е.Д. Трансформация максимального модуля стока под влиянием времени руслового добега и русло-пойменного регулирования / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – Вип. 46. – С. 407-411.
51. Линслей Р.К. Прикладная гидрология (пер. с англ.). / Р.К. Линслей, М.А. Колер, Х. Паулюс // Л., Гидрометеиздат, 1968, 769 с.
52. Расчеты паводочного стока. Методы расчета на основе передового опыта. Л.: Гидрометеиздат, 1978, 303 с.
53. Crawford N.H. Digital simulation in hidrology: Stanford waterhed model IV / N.H. Crawford, R.K. Linsley // Dep. of in Civil Engeneering, Stanford University, technical report, July 1966, №39.
54. Vijay P. Singh. An imperial relation between volume peak and direct runoff / Vijay P. Singh, Hosseir // Water res. bull. Amer res. ass. – oct. 1986. – vol. 22. –№5. – p. 725-730
55. Рождественский А.В. Статистические методы в гидрологии / А.В. Рождественский, А.И. Чеботарев – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 424 с.
56. Вентцель Е.С. Теория вероятностей и ее инженерные приложения / Е.С. Вентцель, Л.А. Овчаров – М.: Наука, 1988. – 480 с.

57. Крицкий С.Н. Гидрологические основы управления речным стоком / С.Н. Крицкий, М.Ф. Менкель – М.: Наука, 1981. – 235 с.
58. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации / А.В. Сикан. – Санкт-Петербург: ГГИ, 2007. – 278 с.
59. Гумбель Э. Статистика экстремальных значений / Э. Гумбель – М.: «Мир». 1965.- 450 с.
60. Блохинов Е.Г. О распределении оценок квантилей, вычисленных различными методами (применительно к расчетам речного стока) / Е.Г. Блохинов – «Тр. ГГИ», 1969, вып. 162. – С. 18-36.
61. Гопченко Є.Д. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять / Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірманова – Одеса. «Екологія», 2011. – 335 с.
62. Погорелова М.П. Средний многолетний слой стока весеннего половодья в бассейне р. Припять / М.П. Погорелова, М.В. Гопцій // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. – Вип. 3. – С. 195-200.
63. Погорелова М.П. Максимальный сток в бассейне р. Припять / М.П. Погорелова, Е.Д. Гопченко, С.С.Ташева // Матеріали міжнародної наукової конференції студентів та молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення». – Одеса: ОДЕКУ, 2014. – С.136.
64. Гопченко Є.Д. Про врахування впливу місцевих факторів на розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять / Є.Д. Гопченко, М.П. Погорелова, М.В. Гопцій // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2008. – Вип. 50, ч. 2.– С. 37-43.
65. Погорелова М.П. Оцінка характеристик максимального стоку у період весняного водопілля в басейні р. Прип'ять / М.П. Погорелова М.В. Гопцій // Матеріали VII наукової конференції молодих вчених. – Одеса, 2008. – С. 31.
66. Погорелова М.П. Расчетные характеристики склонового притока в период весеннего половодья в бассейне р. Припять / М.П. Погорелова // Матеріали VIII Міжнародної заочної конференції «Сучасні міждисциплінарні дослідження: історія, сьогодення, майбутнє». – Київ, 2014. – С. 49-55.
67. Гопченко Е.Д. Влияние продолжительности склонового притока на естественную зарегулированность волн половодья руслопойменной емкостью / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2001. – Вип. 44. – С. 146-152.

68. Погорелова М.П. Расчет максимальных расходов воды весеннего половодья в бассейне р. Припять / М.П. Погорелова // Тези доповідей 2-ї міжнародної науково-технічної конференції «Навколишнє природне середовище – Одеса, 2007: Актуальні проблеми екології та гідрометеорології, інтеграція освіти і науки». – 2007. – 85с.
69. Гопченко Е.Д. Об особенностях трансформации максимального стока паводков и половодья в бассейне р. Припять / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова // Международный семинар «Генетические и вероятностные методы в гидрологии: проблемы развития и взаимосвязи», посвященный 100-летию со дня рождения доктора технических наук, профессора Бефани Анатолия Николаевича, г.Одесса, 26-28 марта 2009 г. / Тезисы докладов. – Одесса, 2009. – 22с.
70. Гопченко Е.Д. Метод расчета максимального стока весеннего половодья рек Западно-Сибирской равнины / Е.Д. Гопченко, Н.Г. Сербов // Метеорология и гидрология, 1990 – №5 – С. 79-85.
71. Гопченко Є.Д. Використання формул об'ємного типу для нормування характеристик весняного водопілля в басейні р. Сіверський Донець / Є.Д. Гопченко, С.В. Авгайтис – Вісник ОДЕКУ, 2008, вип. 6.- С. 133-138.
72. Гопченко Є.Д. Використання формул об'ємного типу до нормування розрахункових характеристик максимального стоку річок/ Є.Д. Гопченко, М.П. Погорелова, М.Є. Романчук, М.Е. Бурлуцька // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – №9. – С.158-163.
73. Гопченко Е.Д. Нормирование характеристик максимального стока на основе формулы объемного типа / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова // Международный журнал «Устойчивое развитие». Ассоциация «Экология, земледелие, образование и наука». Технический университет Варна, 2013. – Вып. №13. – С. 27-30.
74. Гопченко Є.Д. Методика розрахунку максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять / Є.Д. Гопченко, М.П. Погорелова, М.В. Гопцій // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2009. – Вип. 7. – С. 160-169.
75. Gopchenko E.D. The influence of the afforestation and swampiness on the design characteristics of the spring flood peak flow in the river Pripyat basin / E.D. Gopchenko, M.E. Romanchuk, M.P. Pogorelova – Vienna: European science review, №1-2, 2015. – P. 10-13
76. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление): моногр. / Л.С. Кучмент. – М., 2008. – 394 с.
77. Виноградов Ю. Б. Современные проблемы гидрологии: учебн.

- пос. [для студ. высш. учебн. зав.] / Ю. Б. Виноградов, Т. А. Виноградова. – М.: Изд. центр «Академия», 2008. – 318 с.
78. Соколов А.А. Максимальный сток рек с озерным регулированием и методика его расчета / А.А. Соколов // Тр.ГГИ. – 1955. – Вып. 50, – 174 с.
79. Гопченко Є.Д. Гідрологічні розрахунки : підручник / Є.Д. Гопченко, Н.С Лобода, В.А. Овчарук. Одеський державний екологічний університет, – Одеса : ТЕС, 2014 – 484 с.

ДОДАТКИ

Додаток А

Таблиця А1 - Максимальні витрати води весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, приведені до розрахункового періоду (2010 р.)

$$(k_{\bar{Q}_m} = 0,87; k_{C_V \bar{Q}_m} = 1,02; C_s / C_v = 2,5)$$

№ поста	Річка – пост	F , км ²	\bar{Q}_m , м ³ /с (1990)	C_V (1990)	\bar{Q}_m , м ³ /с (2010)	C_V (2010)	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$, м ³ /с
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	61,3	0,99	53,6	1,01	4,73	254
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	108	0,82	94,4	0,84	4,05	382
3	Вижівка – с. Руда	141	7,3	0,76	6,4	0,78	3,78	24,2
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	41,6	0,85	36,4	0,87	4,18	152
5	Тур'я – с. Ягідне	502	16,6	0,86	14,5	0,88	4,23	61,3
6	Тур'я – м. Ковель	1480	44,2	1,03	38,6	1,05	5,02	194
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	74,2	0,78	64,9	0,80	3,87	251
8	Стохід – с. Малинівка	692	20,1	0,82	17,6	0,84	4,05	71,2
9	Стохід – с. Гулівка	1420	47,3	1,02	41,4	1,04	4,97	206
10	Стохід – смт. Любешів	2970	76,7	0,71	67,1	0,72	3,51	235
11	Стир – с. Щурівці	2020	51,7	0,78	45,2	0,80	3,87	175
12	Стир – м. Луцьк	7200	153	0,92	134	0,94	4,50	603
13	Стир – с. Млинок	10900	169	0,58	148	0,59	2,96	438
14	Радоставка – с. Трійця	316	15,9	0,81	13,9	0,83	4,0	55,7
15	Іква – с. Радянське	632	23,7	0,78	20,7	0,80	3,87	80,1
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	47,4	0,54	41,4	0,55	2,79	116
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	66,7	0,92	58,3	0,94	4,50	262

Продовження таблиці А1

№ поста	Річка – пост	$F, \text{ км}^2$	$\bar{Q}_m, \text{ м}^3/\text{с}$ (1990)	C_v (1990)	$\bar{Q}_m, \text{ м}^3/\text{с}$ (2010)	C_v (2010)	$k_1\%$	$Q_{1\%}, \text{ м}^3/\text{с}$
18	Горинь – с. Оженін	5860	198	0,80	173	0,82	3,96	685
19	Горинь – с. Деражне	9160	228	0,70	199	0,71	3,46	689
20	Вирка – с. Сварині	231	10,2	0,76	8,9	0,78	3,78	33,6
21	Случ – с. В. Клітна	232	15,0	0,90	13,1	0,92	4,41	57,8
22	Случ – с. Громада	2480	94,0	0,77	82,2	0,79	3,82	314
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	260	0,99	227	1,01	4,82	1096
24	Случ – м. Сарни	13300	712	1,01	623	1,03	4,92	3067
25	Хомора – смт. Понінка	1410	65,4	0,78	65,4	1,04	3,38	221
26	Тня – с. Броніки	982	75,0	0,87	65,6	0,89	4,28	280
27	Смолка – с. Сусли	632	40,9	0,76	35,8	0,78	3,78	134
28	Льва – с. Осницьк	276	17,2	0,76	15,0	0,78	3,78	56,7
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	510	36,1	1,00	31,6	1,02	4,88	154
30	Уборть – с. Перга	2880	113	0,75	98,8	0,77	3,74	369
31	Уж – м. Коростень	1450	84,2	0,89	73,6	0,91	4,36	321
32	Уж – смт. Поліське	5690	328	0,77	287	0,79	3,82	1096
33	Жерів – с. В'язівка	1360	52,6	0,81	46,0	0,83	3,92	180
34	Норин – с. Словенщина	804	44,7	0,46	39,1	0,47	2,48	96,8
35	Грезля – уроч. Брід	553	34,5	0,57	30,2	0,58	2,92	88,1
36	Ілля – с. Луб'янка	300	14,2	0,82	12,4	0,84	4,05	50,2
37	Тетерів – с. Троща	227	14,8	0,74	12,9	0,75	3,64	47,0
38	Тетерів – м. Житомир	5270	248	0,80	217	0,82	3,96	859
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	342	0,79	299	0,81	3,91	1170

Продовження таблиці А1

№ поста	Річка – пост	F , км ²	\bar{Q}_m , м ³ /с (1990)	C_v (1990)	\bar{Q}_m , м ³ /с (2010)	C_v (2010)	$k_{1\%}$	$Q_{1\%}$, м ³ /с
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	60,5	0,90	52,9	0,92	4,41	233
41	Гуйва – с. Городківка	312	19,0	1,14	16,6	1,16	5,54	91,9
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	24,2	1,00	21,2	1,02	4,87	103
43	Ірша – с. Українка	2600	197	0,84	172	0,86	4,14	712

Таблиця А2 - Характеристики часових рядів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять, приведених до розрахункового періоду (2010 р.)

$$(k_{\bar{Y}_m} = 0,96; k_{C_{vY}} = 0,96; C_s / C_v = 2,5)$$

№ поста	Річка – пост	$F, \text{км}^2$	$\bar{Y}_m, \text{мм}$ (1990)	C_v (1990)	$\bar{Y}_m, \text{мм}$ (2010)	C_v (2010)	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}, \text{мм}$
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	42,9	0,75	40,9	0,72	3,51	143
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	33,7	0,66	32,5	0,63	3,08	100
3	Вижівка – с. Руда	141	50,9	0,56	49,0	0,53	2,71	133
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	49,7	0,63	47,9	0,60	3,00	144
5	Тур'я – с. Ягідне	502	33,7	0,74	32,5	0,71	3,50	113
6	Тур'я – м. Ковель	1480	35,3	0,65	34,0	0,62	3,08	105
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	46,3	0,63	44,6	0,60	3,00	134
8	Стохід – с. Малинівка	692	26,0	0,73	25,1	0,70	3,42	85,6
9	Стохід – с. Гулівка	1420	49,6	1,05	47,8	1,00	4,78	228
10	Стохід – смт. Любешів	2970	51,0	0,75	49,1	0,72	3,51	172
11	Стир – с. Щурівці	2020	37,0	0,57	35,7	0,55	2,80	100
12	Стир – м. Луцьк	7200	42,6	0,52	41,0	0,50	2,59	106
13	Стир – с. Млинок	10900	40,4	0,53	38,9	0,50	2,59	101
14	Радоставка – с. Трійця	316	48,0	0,57	46,3	0,54	2,75	127
15	Іква – с. Радянське	632	34,6	0,56	33,3	0,54	2,75	91,8
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	36,8	0,62	35,5	0,59	2,59	91,9
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	40,7	0,53	39,2	0,51	2,63	103
18	Горинь – с. Оженін	5860	39,8	0,52	38,3	0,50	2,59	99,2

Продовження таблиці А2

№ поста	Річка – пост	F_2 , км ²	\bar{Y}_m , мм (1990)	C_v (1990)	\bar{Y}_m , мм (2010)	C_v (2010)	$k_1\%$	$Y_{1\%}$, мм
19	Горинь – с. Деражне	9160	44,5	0,53	42,9	0,51	2,63	113
20	Вирка – с. Сварині	231	48,0	0,72	46,3	0,69	3,38	156
21	Случ – с. В. Клітна	232	51,0	0,58	48,3	0,55	2,80	135
22	Случ – с. Громада	2480	37,1	0,78	35,7	0,75	3,65	130
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	37,5	0,83	36,1	0,79	4,28	154
24	Случ – м. Сарни	13300	52,0	0,65	50,1	0,62	3,08	155
25	Хомора – смт. Понінка	1410	45,7	0,66	44,0	0,63	3,13	138
26	Тня – с. Броніки	982	47,8	0,77	46,1	0,74	3,60	166
27	Смолка – с. Сусли	632	43,9	0,77	42,3	0,74	3,60	153
28	Льва – с. Осницьк	276	63,6	0,68	61,3	0,65	3,21	197
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	48,0	0,80	46,3	0,76	3,69	171
30	Уборть – с. Перга	2880	54,0	0,70	52,0	0,67	3,29	171
31	Уж – м. Коростень	1450	41,9	0,73	40,4	0,70	3,42	138
32	Уж – смт. Поліське	5690	49,0	0,66	47,2	0,63	3,13	148
33	Жерів – с. В'язівка	1360	47,6	0,70	45,9	0,67	3,29	151
34	Норин – с. Словенщина	804	53,8	0,64	51,8	0,61	3,04	158
35	Грезля – уроч. Брід	553	63,7	0,66	61,4	0,63	3,13	192
36	Ілля – с. Луб'янка	300	43,0	0,56	41,4	0,53	2,71	112
37	Тетерів – с. Троща	227	38,0	0,51	36,6	0,49	2,55	93,4
38	Тетерів – м. Житомир	5270	41,4	0,68	39,9	0,65	3,21	128
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	48,9	0,77	47,1	0,74	3,60	170
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	49,4	0,58	40,9	0,55	2,80	114
41	Гуйва – с. Городківка	312	34,8	0,58	33,5	0,55	2,80	94

Продовження таблиці А2

№ поста	Річка – пост	F , км ²	\bar{Y}_m , мм (1990)	C_v (1990)	\bar{Y}_m , мм (2010)	C_v (2010)	$k_{1\%}$	$Y_{1\%}$, мм
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	51,5	0,84	49,6	0,80	3,87	192
43	Ірша – с. Українка	2600	47,0	0,79	45,3	0,76	3,69	167

Додаток Б

Вихідні та розрахункові дані для визначення тривалості схилового припливу T_0 в басейні р. Прип'ять,

$$\text{при } \frac{n+1}{n} = 6,25 \text{ (друге наближення)}$$

№ поста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	T_0 , год
1	Прип'ять – с. Річиця	2210	0,113	143	0,54	0,19	277
2	Прип'ять – с. Люб'язь	6100	0,063	100	0,50	0,16	263
3	Вижівка – с. Руда	141	0,172	133	0,67	0,24	355
4	Вижівка – смт. Ст.Вижівка	722	0,211	144	0,59	0,31	202
5	Тур'я – с. Ягідне	502	0,122	113	0,61	0,23	302
6	Тур'я – м. Ковель	1480	0,131	112	0,56	0,27	208
7	Тур'я – с. Бузаки	2630	0,095	134	0,53	0,17	294
8	Стохід – с. Малинівка	692	0,103	102	0,59	0,22	296
9	Стохід – с. Гулівка	1420	0,145	228	0,56	0,14	388
10	Стохід – смт. Любешів	2970	0,079	172	0,53	0,11	440
11	Стир – с. Щурівці	2020	0,087	100	0,54	0,20	257
12	Стир – м. Луцьк	7200	0,084	106	0,49	0,20	200
13	Стир – с. Млинок	10900	0,04	101	0,47	0,11	358
14	Радоставка – с. Трійця	316	0,176	127	0,63	0,28	267
15	Іква – с. Радянське	632	0,127	91,8	0,60	0,29	222
16	Іква – Млинівська ГЕС	1960	0,059	91,9	0,54	0,15	352
17	Горинь – смт. Ямпіль	1400	0,187	103	0,56	0,41	136
18	Горинь – с. Оженін	5860	0,117	99,3	0,50	0,30	142

Продовження додатка Б

№ по-ста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	T_0 , год
19	Горинь – с. Деражне	9160	0,075	113	0,48	0,17	225
20	Вирка – с. Сварині	231	0,145	156	0,65	0,18	431
21	Случ – с. В. Клітна	232	0,249	135	0,65	0,36	217
22	Случ – с. Громада	2480	0,127	134	0,53	0,22	224
23	Случ – м. Новоград-Волинський	7460	0,147	154	0,49	0,25	165
24	Случ – м. Сарни	13300	0,231	155	0,47	0,40	91
25	Хомора – смт. Понінка	1410	0,157	138	0,56	0,26	217
26	Тня – с. Броніки	982	0,285	166	0,58	0,38	159
27	Смолка – с. Сусли	632	0,212	153	0,60	0,29	221
28	Льва – с. Осницьк	276	0,224	197	0,64	0,23	337
29	Уборть – с. Рудня Іванівська	776	0,198	171	0,59	0,25	250
30	Уборть – с. Перга	2880	0,128	171	0,53	0,18	272
31	Уж – м. Коростень	1450	0,221	138	0,56	0,36	153
32	Уж – смт. Поліське	5690	0,193	148	0,50	0,33	129
33	Жерів – с. В'язівка	1360	0,132	151	0,56	0,20	286
34	Норин – с. Словенщина	804	0,12	158	0,58	0,16	377
35	Грезля – уроч. Брід	553	0,159	192	0,60	0,17	384
36	Ілля – с. Луб'янка	300	0,167	112	0,63	0,30	251
37	Тетерів – с. Троща	227	0,207	93,4	0,65	0,43	182
38	Тетерів – м. Житомир	5270	0,163	128	0,50	0,32	136
39	Тетерів – с. Макалевичі	7890	0,148	170	0,49	0,23	178
40	Гнилоп'ять – с. Головинка	1200	0,194	114	0,57	0,38	151
41	Гуйва – с. Городківка	312	0,295	94	0,63	0,63	118

Продовження додатка Б1

№ по-ста	Річка – пост	F , км ²	$q_{1\%}$, м ³ /(с км ²)	$Y_{1\%}$, мм	k_m	k_n	T_0 , год
42	Ірша – смт. Володарськ-Волинський	208	0,495	192	0,65	0,50	160
43	Ірша – с. Українка	2600	0,274	167	0,53	0,39	127