

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

**Ж.Р. ШАКІРЗАНОВА
М.Е. БУРЛУЦЬКА**

ГІДРОЛОГІЧНІ РОЗРАХУНКИ І ПРОГНОЗИ

Конспект лекцій

**Одеса
2016**

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

Ж.Р. ШАКІРЗАНОВА, М.Е. БУРЛУЦЬКА

ГІДРОЛОГІЧНІ РОЗРАХУНКИ І ПРОГНОЗИ

Конспект лекцій

Напрямок підготовки – «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування»

Одеса – 2016

ББК 26.22

Ш12

УДК 556.16.06 (321):556.166

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол № _____ від _____ р.)

Шакірманова Ж.Р., Бурлуцька М.Е.

Гідрологічні розрахунки і прогнози: Конспект лекцій. – Одеса: Вид-во: _____, 2016. – 158 с.

В конспекті лекцій викладені теоретичні та методичні підходи, пов'язані з визначенням розрахункових характеристик гідрологічного режиму, методик прогнозування характеристик водного та льодового режиму річок, озер та водосховищ. Розглянуті можливості їх практичного застосування в оперативній гідрологічній практиці.

Конспект лекцій рекомендовано для аспірантів, магістрів і студентів вищих навчальних закладів фахового напрямку підготовки.

© Одеський державний
екологічний університет, 2016

ЗМІСТ

	Загальні положення.....	8
	Вступ.....	9
1	Загальні відомості про гідрологічні розрахунки.....	11
	1.1 Річковий стік.....	11
	1.2 Вчення про стік як область інженерної гідрології.....	11
	1.3 Задача дисципліни, об'єкти вивчення, предмет вивчення. Зв'язок з іншими дисциплінами.....	12
	1.4 Річковий стік та його формування.....	12
	1.5 Характеристики річкового стоку.....	14
	1.6 Рівняння водного балансу річкового водозбору.....	15
	1.7 Методи дослідження.....	17
	Запитання для самоперевірки.....	18
2	Застосування методів статистичного аналізу при гідрологічних розрахунках.....	19
	2.1. Особливості застосування статистичних методів дослідження стоку.....	19
	2.1.1 Методи теорії ймовірності і математичної статистики в гід- рології.....	20
	2.1.2 Поняття ймовірності.....	21
	2.2 Випадкові величини та закони їх розподілу.....	21
	2.3 Закон розподілу інтегральної функції (диференціальної функ- ції розподілу) випадкової величини.....	22
	2.4 Статистичні параметри, методи визначення оцінок статистич- них параметрів.....	26
	2.4.1 Розрахунки статистичних параметрів за методом моментів... 2.4.2 Обчислення статистичних параметрів за методом найбіль- шої правдоподібності.....	27 30
	2.4.3 Визначення статистичних параметрів методом квантилів.....	32
	2.4.4 Точність обчислення параметрів статистичного розподілу... 2.5 Нормальний закон розподілу.....	34 36
	2.6 Закон розподілу Пірсона III типу.....	37
	2.7 Трипараметричний гама-розподіл С.М.Крицького і М.Ф.Менкеля.....	40
	Запитання для самоперевірки.....	41
3	Розрахунки річкового стоку.....	42
	3.1 Поняття про норму стоку.....	42
	3.1.1 Розрахунки характеристик річного стоку при наявності три- валих спостережень.....	44

	3.1.2 Розрахунки річного стоку за відсутності гідрометричних вимірювань.....	45
	3.1.3 Розрахунки річного стоку при коротких рядах спостережень. Метод гідрологічної аналогії.....	46
	3.2 Чинники річного стоку, їх вплив на величину стоку.....	49
	3.2.1 Зональні, азонанальні та інтразонанальні фактори.....	53
	Запитання для перевірки.....	54
4	Максимальний стік дощових паводків та весняних повеней.....	56
	4.1 Максимальний стік. Фактори формування.....	56
	4.2 Методи розрахунку максимального стоку дощових паводків і весняних повеней.....	58
	Запитання для самоперевірки.....	62
5	Розрахунки характеристик внутрішньорічного розподілу стоку...	64
	5.1 Фактори внутрішньорічного розподілу стоку.....	64
	5.2 Типові схеми розрахунків внутрішньорічного розподілу стоку.....	65
	5.3 Розрахунки за методом компоновки.....	65
	Запитання для самоперевірки.....	66
6	Загальні відомості про гідрологічні прогнози.....	67
	6.1 Предмет та задачі наукової дисципліни.....	67
	6.2 Основні етапи розвитку гідрологічних прогнозів.....	68
	6.3 Обґрунтування прогнозів. Метод і методика, завчасність прогнозів.....	70
	6.4 Класифікація гідрологічних прогнозів.....	71
	6.5 Етапи розробки методик гідрологічного прогнозу.....	72
	Запитання для самоперевірки.....	73
7	Оцінка справджуваності прогнозів та ефективності методик гідрологічного прогнозування.....	74
	7.1 Похибка гідрологічного прогнозу. Визначення допустимої похибки прогнозу.....	74
	7.2 Оцінка методики гідрологічного прогнозу.....	74
	7.3 Оцінка точності прогнозів дат настання гідрологічних явищ...	78
	7.4 Форми випуску гідрологічних прогнозів.....	80
	Запитання для самоперевірки.....	80
8	Прогнози витрат і рівнів води, основані на закономірностях руху річкового потоку.....	83
	8.1 Фізичні основи короткострокових прогнозів витрат і рівнів води на річках.....	83
	8.2 Теоретичні основи прогнозів з використанням закономірностей руху річкового потоку.....	85
	8.3 Теоретичні основи методу відповідних рівнів (витрат) води на слабкоприпливній ділянці річки.....	88

8.4	Прогнози за методом відповідних рівнів або витрат води.....	91
8.4.1	Розробка методики прогнозу за методом відповідних витрат і рівнів води на слабкоприпливних ділянках річок.....	91
8.4.2	Поточне корегування оперативних гідрологічних прогнозів..	95
8.4.3	Розробка методики прогнозу за методом відповідних витрат і рівнів води на припливних ділянках річок.....	96
	Запитання для самоперевірки.....	100
9	Методи розрахунку трансформації паводкових хвиль.....	101
9.1	Нелінійні моделі трансформації паводкових хвиль.....	101
9.1.1	Визначення запасів води в річковій мережі і побудова кривої об'ємів.....	102
9.1.2	Побудова кривої об'ємів на ділянці річки з використанням рівняння водного балансу.....	103
9.1.3	Побудова кривої об'ємів на ділянці річки за середньозваженою витратою води.....	105
9.1.4	Побудова кривої об'ємів на ділянці річки по гілці спаду паводка.....	106
9.1.5	Побудова кривої об'ємів на ділянці річки за морфометричними даними.....	107
9.1.6	Використання кривої руслових запасів води для визначення часу руслового добігання води на ділянці річки.....	107
9.2	Лінійні моделі трансформації паводкової хвилі для безприпливних ділянок річок.....	109
9.2.1	Розрахунок трансформації паводків за інтегралом Дюамеля.	109
9.2.2	Розрахунок трансформації паводків за методом Калініна-Мілюкова.....	109
	Запитання для самоперевірки.....	113
10	Прогнози, основані на закономірностях розподілу руслових запасів води у річковій мережі та на припливі води до неї.....	114
10.1	Фізичні основи прогнозів	114
10.2	Теоретичні основи прогнозів за даними про запаси води у річковій мережі та приплив води до неї.....	116
10.3	Способи визначення руслових запасів води.....	117
10.3.1	Визначення руслових запасів води на ділянці, обмеженій гідрометричними створами.....	117
10.3.2	Визначення руслових запасів води за рівнянням водного балансу ділянки річки.....	119
10.3.3	Визначення руслових запасів води за морфометричними даними.....	120
10.3.4	Визначення руслових запасів води за методом Р.А.Нежиховського.....	121

10.4	Способи прогнозів стоку за даними про запаси води в річкової мережі.....	121
10.5	Способи прогнозів стоку за даними про запаси води в річкової мережі та про приплив води до неї.....	122
10.6	Прогнози стоку по тенденції або по кривих спаду паводків... Запитання для самоперевірки.....	125 130
11	Короткострокові прогнози характеристик весняного водопілля рівнинних річок.....	131
11.1	Фізичні основи прогнозів.....	131
11.2	Надходження води на водозбір.....	131
11.2.1	Розрахунок середніх снігозапасів на водозборі.....	131
11.2.2	Розрахунок інтенсивності танення снігу.....	133
11.2.3	Визначення вологоємності та водовіддачі снігового покриву.....	136
11.2.4	Визначення опадів періоду весняного водопілля.....	139
11.3	Втрати талих і дощових вод на водозборі.....	140
11.4	Стікання води в річкових басейнах і розрахунок гідрографа водопілля..... Запитання для самоперевірки.....	144 146
12	Короткострокові прогнози замерзання річок, озер і водосховищ... 12.1 Фізичні основи прогнозів.....	147 147
12.2	Теоретичні основи короткострокових прогнозів льодоутворення на річках, озерах і водосховищах.....	147
12.3	Короткострокові прогнози льодових явищ восени за фізико-статистичними залежностями.....	149
12.3.1	Прогнози плавучого льоду на річках.....	149
12.3.2	Прогнози початку встановлення льодоставу на річках.....	151
12.3.3	Короткострокові прогнози встановлення льодоставу на водосховищах і озерах.....	154
	Запитання для самоперевірки.....	154
	Література.....	156

ЗАГАЛЬНІ ПОЛОЖЕННЯ

Дисципліна „Гідрологічні розрахунки і прогнози” належить до професійно орієнтованого курсу підготовки фахівців за напрямом підготовки «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування» та використовується ними в їх практичній діяльності.

Загальний обсяг навчального часу визначається освітньо-кваліфікаційною характеристикою та освітньо-кваліфікаційною програмою.

Мета дисципліни – вивчення теоретичних та методичних підходів, пов’язаних з визначенням розрахункових характеристик гідрологічного режиму річок; вивчення теоретичних підходів до складання і практичного застосування методик прогнозу водного та льодового режиму річок та озер (водосховищ).

Завдання дисципліни – оволодіння базовими знаннями та практичними навичками в галузі розрахунків і прогнозів характеристик гідрологічного режиму річок.

Вивчення дисципліни базується на таких дисциплінах, як „Гідрологія”, „Вища математика”, „Моделювання і прогнозування стану довкілля”, «Гідроекологія».

Після вивчення дисципліни студенти повинні:

знати основні методи та підходи до розрахунку характеристик стокових рядів; методи гідрологічних прогнозів характеристик водних об’єктів; можливості розробки прогностичних методик на базі цих методів; критерії оцінки якості методик гідрологічних прогнозів та точності складених прогнозів водного та льодового режимів річок;

вміти практично визначати стокові характеристики в залежності від наявності або обмеженості матеріалів гідрологічних спостережень; ставити задачу гідрологічного прогнозу (згідно меті прогнозу та необхідній завчасності); обирати метод прогнозу та на його основі розробляти методику гідрологічного прогнозу характеристик водного та льодового режимів річок, озер та водосховищ.

Отримані студентами знання, використовуються в курсовому та дипломному проектуванні, магістерських роботах за спеціальністю, науково-дослідній роботі.

ВСТУП

Розвиток гідрологічних розрахунків і прогнозів пов'язаний з попитом практики - планування роботи водного господарства, річкового флоту, гідроенергетики, комунального господарства, гідротехнічного будівництва, а також необхідності прогнозу дощових паводків і весняних водопіль. Як наукові розділи гідрології, вони почали формуватися у ХІХ столітті. У 1919 році створено Російський гідрологічний інститут, а у 1929 – єдина гідрологічна служба колишнього СРСР, що забезпечило розвиток гідрологічних розрахунків і прогнозів як окремих розділів гідрології суші.

Значний вклад в удосконалення гідрологічних розрахунків внесли наукові праці Д.Л.Соколовського, А.В.Алексєєва, А.М.Бефані, Є.Д.Гопченка та інші.

До закладення теоретичного фундаменту гідрологічних прогнозів можна віднести: розробку теорії руху паводків (Г.П. Калінін, А.В.Нежиховський); дослідження процесів поглинання талих і дощових вод (В.Д.Комаров, Є.Г.Попов, В.Н.Паршин, Н.Ф.Бефані); дослідження снігового покриву та його танення; математичне моделювання гідрологічних процесів (Г.П.Калінін, Л.С.Кучмент), дослідження формування стоку гірських річок; дослідження процесів теплообміну, льодоформування, дослідження танення льодяного покриву (Л.Д.Шуляковський, В.В.Піотрович, С.М.Булатов).

Головна задача дисципліни «Гідрологічні розрахунки і прогнози» - виявити ті чи інші розрахункові характеристики гідрологічного режиму річок, розробити методики та моделі прогнозування майбутнього стану водних об'єктів на основі загального наукового методу прогнозу. Це стосується як випадків, коли у розпорядженні проектувальника є наявні матеріали спостережень, так і за їх відсутності. Знання характеристик гідрологічного режиму необхідні при розрахунках та прогнозах якості води в річках і водотоках.

Одержані за результатами розрахунків річкового стоку дані використовуються при здійсненні водогосподарських заходів (водопостачання, зрошення, регулювання стоку, будівництво ГЕС, автомобільних і залізничних доріг). Дані гідрологічних прогнозів використовуються для завчасного попередження про несприятливі гідрологічні явища, які можуть завдати матеріальних і моральних збитків населенню та промисловим підприємствам.

В результаті студенти повинні здобути такі знання і вміння.

Знання:

- методи розрахунку статистичних параметрів стоку та точність їх оцінок;

- основні закони розподілу, які найчастіше використовуються у гідрологічних розрахунках;
- методи розрахунків характеристик стоку при наявності, нестачі та відсутності вихідної інформації;
- основні принципи внутрішньорічного розподілу стоку;
- методи та підходи до розрахунків характеристик максимального стоку при наявності, нестачі та відсутності вихідної інформації;
- поняття завчасності прогнозу;
- класифікації гідрологічних прогнозів;
- загальні принципи оцінки точності методик прогнозування та справджуваності прогнозів;
- прогнози витрат і рівнів води, оснований на закономірностях руху річкового потоку;
- методи розрахунку трансформації паводкової хвилі;
- короткострокові прогнози стоку влітку, восени, взимку;
- короткострокові прогнози замерзання річок, озер та водосховищ.

Вміння:

- розрахувати статистичні параметри стоку різними методами;
- оцінювати точність розрахунку статистичних параметрів;
- будувати емпіричну криву забезпеченостей;
- виконувати розрахунки характеристик стоку при наявності, недостатності та відсутності вихідної інформації, у тому числі: здійснювати згладжування хронологічних рядів річного стоку та розраховувати ординати різницевих кривих річного стоку;
- виконувати розрахунки внутрішньорічного розподілу стоку;
- вміти ставити задачу прогнозу (згідно меті прогнозу та необхідній завчасності), обрати метод прогнозу;
- обрати шлях створення методики прогнозу за вибраним методом;
- розробляти методику прогнозу щоденних рівнів води за методом відповідних рівнів на слабкоприпливній ділянці річки та її оцінка;
- розраховувати руслові запаси води у річковій мережі;
- побудувати криву руслових запасів для ділянки річки;
- розраховувати ординати функції трансформації за формулою Г.П.Калініна-М.Ф.Мілюкова;
- розраховувати гідрограф дощового паводка за інтегралом Дюамеля;
- прогнозувати гідрографи весняного водопілля при визначенні інтенсивності сніготанення та водовіддачі зі снігу;
- прогнозувати дати появи льоду та встановлення льодоставу на основі фізико-статистичного методу.

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГІДРОЛОГІЧНІ РОЗРАХУНКИ

Гідрологічні розрахунки, розділ інженерної гідрології, який займається розробкою методів, які дозволяють розрахувати величини, що характеризують гідрологічний режим річок. Результати розрахунку зазвичай надаються у вигляді середніх значень і величин різної ймовірності їх повторень.

Завдання, які вирішуються гідрологічними розрахунками, можна розділити на такі основні групи: 1) розрахунки стоку води, в тому числі норми річного стоку, максимальних витрат водопіль і паводків, внутрішньорічного розподілу стоку, мінімальних витрат води, тривалості безстічного періоду (перемерзання і пересихання річок), гідрографів повеней та паводків; 2) розрахунки гідрометеорологічних водних об'єктів, в тому числі випаровування з поверхні води і суші, атмосферних опадів; 3) розрахунки складових водного балансу окремих водних об'єктів; 4) розрахунки стоку наносів, 5) розрахунки характеристик термічного режиму, в тому числі строків замерзання і відкриття водойм, товщини льоду і снігу, температури води. Вирішення всіх цих завдань досягається декількома методами, основними з яких є балансовий і математичної статистики [1].

1.1 Річковий стік

Вчення про стік є часткою річкової гідрології, в якій розглядаються процеси, що відбуваються в басейні річки та впливають на її водність.

У другій частині річкової гідрології розглядаються процеси, що відбуваються у руслах річок (закономірності формування русел, переміщення паводків, наносів та ін.)

Стік є результуючим елементом водного балансу, який впливає на режим річок, а також на стік озер і боліт. Тому вчення про стік може розглядатись як розділ загальної гідрології суші, в якому досліджуються закономірності, що визначають водність річок, озер і боліт.

1.2 Вчення про стік як область інженерної гідрології

Переважаюча частина потреб галузей народного господарства до розрахунків річного стоку – будь то потреби гідроенергетики, водопостачання, залізничного та автомобільного транспорту, зрошення, осушення – зво-

диться в першу чергу до кількосної оцінки об'ємів води, які підлягають використанню.

Таким чином, розрахункові характеристики річкового стоку пов'язуються з практичними потребами не стільки до теоретичних результатів дослідження, скільки до застосуванням їх на практиці. З цієї точки зору вчення про стік можна також віднести до інженерної гідрології.

1.3 Задача дисципліни, об'єкти вивчення, предмет вивчення. Зв'язок з іншими дисциплінами

Особливо велика роль вчення про стік в умовах території України, яка має багато річок, безпосередні вимірювання на яких гідрометричними методами неможливі. Тому важливого значення набуває вивчення закономірностей формування і розподілу стоку у часі та просторі шляхом узагальнення спостережень порівняно невеликого числа опорних гідрометричних пунктів [2].

Такий напрямок у вивченні стоку дозволяє успішно забезпечувати завдання гідрологічними даними потреби гідротехнічного проектування та будівництва.

При вивченні складних проблем формування стоку доводиться стикатися з низкою питань, які охоплюють головні проблеми не тільки гідрології, а й суміжних з нею дисциплін. До них відносяться питання поверхневого і підземного стікання, інфільтрація і питання ґрунтових вод, закономірності формування зливових опадів, швидкості переміщення паводків й ін. Таким чином, вчення про стік має не тільки велике практичне, але й теоретичне значення.

1.4 Річковий стік та його формування

Стік - це переміщення води по земній поверхні, а також у товщі ґрунту та гірських порід у процесі кругообігу її в природі [2].

Стік річок формується під впливом складної взаємодії фізико-географічних чинників, які поділяються на дві групи: кліматичні та підстильної поверхні. До головних кліматичних чинників відносяться: атмосферні опади, випаровування, температура повітря та ґрунтів. До чинників підстильної поверхні слід віднести геологічну будову, рельєф, ґрунти, рослинність, озерність, заболоченість. Блок-схема формування річкового стоку показана на рис.1.1.

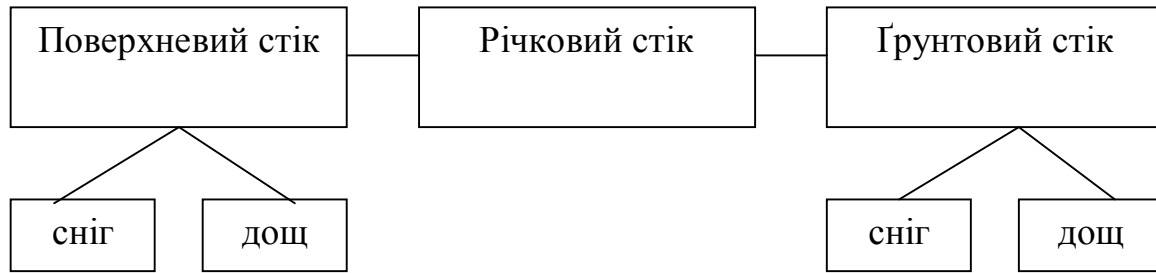


Рис. 1.1 – Схема формування річкового стоку

Визначальний вплив на формування стоку річок мають кліматичні фактори. Стік води за рік ,за період весняної повені та дощових паводків залежить, головним чином, від атмосферних опадів. У кліматичних умовах України першорядне значення у формуванні стоку має сніговий покрив. У весняний період танення снігу зумовлює виникнення повені. Внаслідок інфільтрації талих вод відбувається посилене живлення підземних вод. Процес формування дощових паводків визначається сполученням інтенсивності дощу ,площі його розповсюдження, умов увібрання води ґрунтами, а також затримування води в озерних котловинах та інших пониженнях рельєфу.

З температурним режимом пов'язані процеси танення снігу, замерзання та скресання водоймищ ,умови протікання води у руслі, випаровування з поверхні басейну.

Вплив кліматичних чинників на формування стоку річок залежить від факторів підстильної поверхні, які зумовлюють втрати стоку й умови стікання та досягнення водою замикального створу.

Рельєф басейну впливає на кількість, характер і розподіл опадів по території водозбору, температуру повітря та умови стікання води по поверхні.

Вплив лісу на формування стоку має складний характер. З одного боку, ліс збільшує кількість опадів внаслідок відмінності динамічної шорсткості лісних і безлісних територій. З іншого боку, ліс кронами дерев затримує частку опадів, які потім випаровуються.

Геологічна будова і ґрунти зумовлюють інтенсивність просочування атмосферних опадів та істотно впливають на формування поверхневого і підземного стоку.

Стік річок, які протікають крізь озера, знижується внаслідок підвищеного випаровування з водної поверхні порівняно з сушею, озера у верхів'ях річок створюють менший вирівнюючий ефект, ніж озера, що знаходяться у нижній течії річки.

Наявність боліт зумовлює зниження піка та зростання тривалості весняної повені, а також зниження дощових літніх паводків.

1.5 Характеристики річкового стоку

Під час обчислення стік характеризується величиною, яка визначає кількість води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу.

Кількісними оцінками величини річкового стоку є витрати води, об'єм, модуль, шар стоку [1].

Витрата води Q – кількість води, що протікає через живий переріз річки в одиницю часу. Виражається у кубічних метрах або літрах за секунду ($\text{м}^3/\text{с}$, $\text{л}/\text{с}$).

Об'єм стоку W – об'єм води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу (рік, місяць, добу). Ця величина виражається в кубічних метрах (м^3) або в кубічних кілометрах (км^3)

$$W = Q \cdot T, \quad (1.1)$$

де Q – середня витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$;

T – проміжок часу, с.

Модуль стоку q – кількість води, що стікає з одиниці площі водозбору за одиницю часу. Ця величина виражається в літрах за секунду з 1 км^2 площі басейну ($\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$), або в кубічних метрах за секунду з 1 км^2 площі басейну ($\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$). Модуль стоку можна визначити виразом

$$q = \frac{Q \cdot 10^3}{F}, \quad (1.2)$$

де F – площа басейну, км^2 ,

10^3 – коефіцієнт розмірності (якщо Q – в $\text{м}^3/\text{с}$).

Шар стоку Y – кількість води в міліметрах, що рівномірно розподілена по площі F та стікає з водозбору за певний проміжок часу T

$$Y = \frac{W}{F} \cdot 10^3. \quad (1.3)$$

Коефіцієнт стоку η – це відношення шару стоку Y до кількості опадів X , що випали на площу водозбору та обумовили його виникнення

$$\eta = \frac{Y}{X}. \quad (1.4)$$

Коефіцієнт стоку характеризує частку опадів, яка йде на формування стоку і виражається відносним числом, меншим від одиниці (або дорівнює їй) у вигляді десяткового дробу.

1.6 Рівняння водного балансу річкового водозбору

Рівняння водного балансу є фізичною основою більшості гідрологічних процесів і методів гідрологічних розрахунків. Знаючи основні елементи рівняння водного балансу, можна визначити середні значення невідомих членів рівняння, їх динаміку в часі.

Атмосферні опади, потрапляючи на земну поверхню, частково стікають у пониження рельєфу, утворюючи річкові потоки та водойми, частково випаровуються, а частково просочуються у ґрунт і стікають більш повільно у вигляді підземних вод у ті ж річкові потоки або водойми.

Через те, що частина атмосферних опадів, які просочились у ґрунт, стікає у річкові потоки або витрачається на випаровування, то можна вважати, що опади, які випали, поділяють на дві частини: одна частка стікає поверхневим і підземним шляхом, друга - випаровується.

Розглянемо рівняння водного балансу для річкового басейну, в якому збігаються поверхневий та підземний водорозділи. Зростання поверхневого і підземного водорозділів є умовою відсутності водообміну (припливу або стоку) з сусідніми водозборами [3].

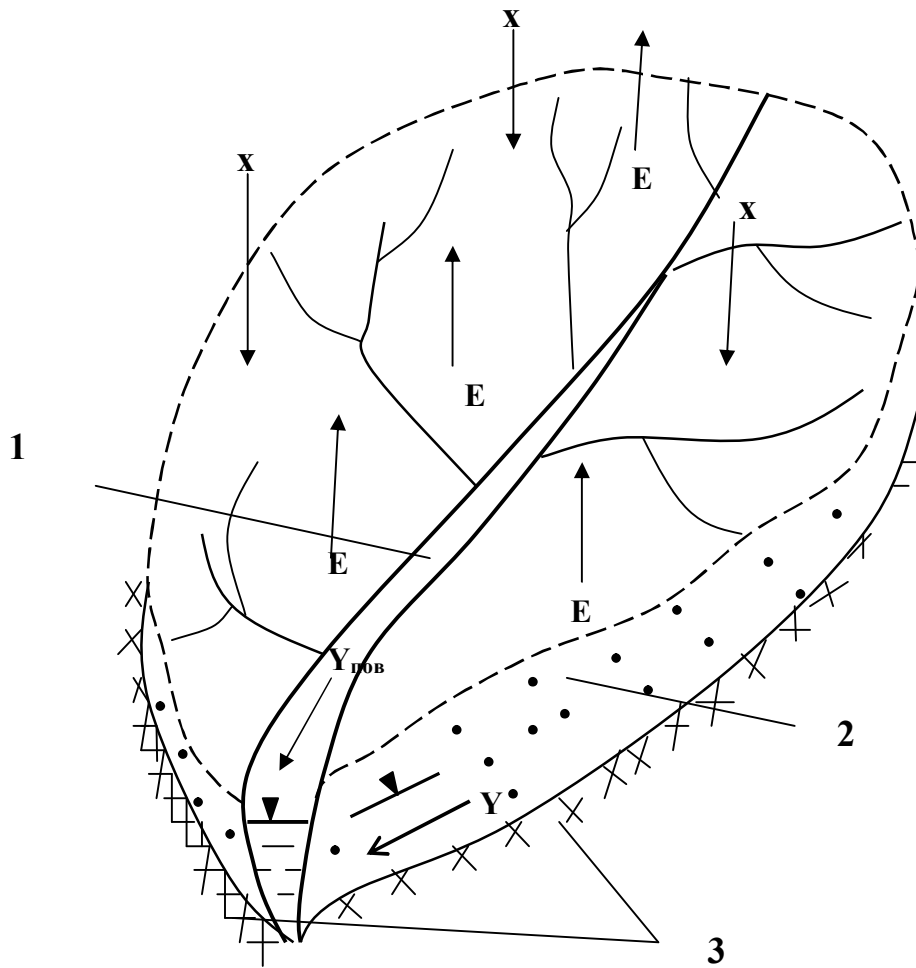
Схема водного балансу річкового басейну показана на рис. 1.2.

Прихідну частину становлять опади (X), а витрату – випаровування (E), поверхневий ($Y_{нов}$) і підземний ($Y_{нід}$) стік. Зміну запасів вологи у ґрунтах басейну, у русловій мережі, озерах і болотах, розташованих у межах басейну, позначимо як $\pm\Delta W$. Тому рівняння водного балансу для будь-якого часу запишеться у вигляді

$$X = E + Y_{нов} + Y_{нід} \pm \Delta W. \quad (1.5)$$

Знак “+” при ΔW вказує про накопичення, а ”-“ - на витрату запасів води на водозборі. Сума $Y_{нов} + Y_{нід}$ - це сумарний стік Y , з урахуванням якого (1.5) буде мати більш простий вигляд

$$X = E + Y \pm \Delta W. \quad (1.6)$$



x – опади; E – випаровування; 1- поверхневий стік; 2 – підземний стік;
3 – відносний водоутримувач

Рис.1.2 – Схема водного балансу річкового басейну

Для багаторічного періоду зміна запасів вологи в межах річкового водозбору прямує до нуля ($\pm \Delta W$), а опади, випаровування та стік будуть відповідати їх середнім значенням \bar{X} , \bar{E} , \bar{Y} . Тоді

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y} . \quad (1.7)$$

З рівняння (1.7) видно, що в багаторічному періоді атмосферні опади, які випадають на поверхню водозбору, витрачаються на випаровування та стік, але це стосується лише великих водозборів, коли має місце повне дронування підземних вод. Для тимчасових водотоків підземна складова Y_{nid} в загальному стоці Y дорівнює нулю. Тому для таких водозборів рівняння водного балансу має вигляд

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y}_{нов} + \bar{Y}_{нід}. \quad (1.8)$$

Відповідно (1.8) опади витрачаються на випаровування, поверхневий стік і на поповнення запасів підземних вод $V_{нід}$, які тимчасовими водотоками не дренуються.

Для безстічних басейнів (коли річка впадає, наприклад в озеро, із якого немає стоку) рівняння водного балансу записується так:

$$\bar{X} = \bar{E}. \quad (1.9)$$

Аналіз рівняння (1.9) показав, що $V = 0$, тобто в багаторічному розрізі опади витрачаються на випаровування. Такі басейни поширені в посушливих районах.

В межах водозбору вимірюються тільки опади X і загальний стік Y . Вимірювання випаровування з всієї поверхні водозбору спричиняє труднощі. За допомогою випарників, які встановлені в окремих частинах водозборів, визначають приблизну оцінку випаровування з поверхні водозбору. Обчислення випаровування за рівнянням водного балансу при відомих значеннях стоку та опадів, великих труднощів не спричиняє. Для коротких часових інтервалів при визначенні випаровування за рівнянням (1.6) необхідно мати дані не тільки про стік та опади, а й про зміну вологи на водозборі.

Величину випаровування з поверхні річкових водозборів (E) можна встановити з рівняння водного балансу - в процесі досліджень потрібно знайти зв'язок з метеорологічними показниками (температурою або вологістю повітря). На підставі цих даних оцінюється середній багаторічний стік Y з недосліджених у гідрологічному відношенні водозборів.

1.7 Методи дослідження

Для отримання кількісних рішень, що задовольняють потреби народного господарства, та усунення розриву між теоретичною і практичною складовими у гідрології та вченні про стік, що відносяться до «малоточних» наук фізико-математичного циклу, застосовується низка наближених прийомів розрахунку, які і дають можливість отримати негайне, хоча і наближене, вирішення висунутих практикою завдань [4].

До таких наближених прийомів досліджень відносяться у першу чергу географічні та статистичні методи, які дозволяють врахувати за допомогою сумарних параметрів і коефіцієнтів як вплив географічного середовища, в якому відбуваються гідрологічні процеси, так і стохастичний харак-

тер більшості гідрологічних залежностей, які підлягають ймовірнісним законам розподілу.

До географічних методів досліджень відносяться методи географічної інтерполяції на картах розподілу характеристик стоку і метод гідрологічної аналогії. Метод географічної інтерполяції ґрунтується на припущеннях, що характеристики річкового стоку, як й інші елементи географічного ландшафту більш або менш плавно і безперервно змінюються по території, підлягаючи загальному закону географічної зональності.

Метод гідрологічної аналогії є більш загальним видом методу географічної інтерполяції, який застосовується до тих характеристик стоку, які залежать від місцевих чинників.

Метод гідрологічної аналогії полягає в підборі опорних річок-аналогів, величина стоку яких безпосередньо або з поправкою на зміни азональних чи інших фізико – географічних чинників переноситься на розглядуваний водозбір.

При виборі річок - аналогів необхідно враховувати, крім спільності кліматичних умов, близькість значень головних факторів підстильної поверхні, які мають вплив на режим і величину тієї чи іншої характеристики стоку у даних географічних умовах.

З інших методів досліджень широке застосування мають водно-балансовий метод, а також методи математичної статистики.

Запитання для самоперевірки

1. Що таке вчення про стік?
2. Як пов'язано вчення про стік з іншими дисциплінами?
3. Дайте визначення поняття «річковий стік».
4. Перерахуйте кількісні оцінки величин річкового стоку.
5. Надайте визначення поняттю «витрата води».
6. Що таке «коефіцієнт стоку»?
7. Що таке «об'єм стоку»?
8. У яких одинцях вимірюється модуль стоку?
9. Під впливом яких чинників формується стік річок?
10. Які методи дослідження річкового стоку існують?
11. Запишіть рівняння водного балансу для річкового водозбору.
12. Запишіть рівняння водного балансу річкового водозбору для багаторічного періоду.
13. Запишіть рівняння водного балансу для безстічних басейнів.

2 ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДІВ СТАТИСТИЧНОГО АНАЛІЗУ ПРИ ГІДРОЛОГІЧНИХ РОЗРАХУНКАХ

2.1 Особливості застосування статистичних методів дослідження стоку

Статистичні методи у гідрологічних дослідженнях знаходять застосування при вирішенні багатьох завдань, оскільки часто це є єдиним шляхом кількісної оцінки різних сторін гідрологічних явищ [1,5,6].

Застосування статистичних методів у гідрологічних дослідженнях мають деякі особливості, зумовлені специфічністю розглянутих явищ.

Перша полягає в тому, що у розпорядженні гідролога є обмежена інформація, яка не може бути суттєво збільшена. У зв'язку з цим набувають особливої важливості питання статистичних оцінок вибірових параметрів розподілу, приведення коротких гідрологічних рядів та їх статистичних параметрів до тривалого періоду, вибору найбільш відповідної математичної моделі. Часто буває невідомо, яка функція розподілу описує ту чи іншу гідрологічну характеристику. При цьому ніякої додаткової інформації про вигляд кривої розподілу, крім спостережених даних, немає. Тому вибір кривої розподілу здійснюється, виходячи з деяких міркувань (при граничних умовах, яким повинна задовольняти обрана схема). Ступінь відповідності емпіричному матеріалу запланованої до використання кривої розподілу (забезпеченості) потім перевіряється шляхом зіставлення теоретичної кривої з емпіричним розподілом.

Після встановлення закону розподілу, який описує гідрологічне явище, виникає потреба оцінити параметри генеральної сукупності за вибіровими даними, що можна здійснити лише з граничним ступенем точності, яка залежить як від вигляду розподілу, так і від обсягу інформації, за яким виконувались розрахунки вибірових параметрів розподілу.

Отже, вибірові оцінки параметрів розподілу визначаються завжди з тими чи іншими похибками, встановити які при будь-якому гідрологічному розрахунку - завдання першорядної важливості.

Друга особливість застосування статистичних методів у гідрології полягає в тому, що ряди спостережень за річковим стоком у деяких випадках можуть виявитись неоднорідними як у часі, так і в просторі. Це значно ускладнює статистичний опис сукупностей гідрологічних величин. Тому, перш ніж приступити до статистичних розрахунків, виникає необхідність в ретельному відборі вихідної гідрологічної інформації стосовно її фізичної та статистичної однорідності. Неврахування цієї обставини може призвести до невірних висновків.

Третя особливість застосування статистичних методів у гідрології пов'язана з наявністю внутрішньорядної зв'язаності, яка порушує принцип випадковості відбору, в результаті об'єм незалежної інформації, яка міститься в тому чи іншому гідрологічному ряду, зменшується і нестійкість вибіркового оцінок зростає, одночасно змінюється структура гідрологічних рядів. Важливе значення це має при регулюванні річкового стоку, тому що характер угруповань маловодних та багатоводних років багато в чому визначається наявністю внутрішньорядного зв'язку.

2.1.1 Методи теорії ймовірності і математичної статистики в гідрології

Методи теорії ймовірності і математичної статистики використовуються в різних галузях гідрології. Найбільш поширеного застосування вони набули при розрахунках і прогнозах характеристик річкового стоку [3].

При розробці проектів регулювання стоку, при проектуванні і експлуатації гідротехнічних споруд, зрошувальних систем та при здійсненні інших інженерних заходів, пов'язаних з використанням водних ресурсів, необхідно кількісно оцінити параметри річкового стоку, які змінюються у часі та по території. Мається на увазі необхідність визначення величин середніх річних, максимальних та мінімальних витрат води, розподілу стоку всередині року.

У сучасних умовах переважаного значення набули прийоми оцінок розрахункових значень гідрологічних величин, які спираються на статистичні закономірності, властиві рядам гідрологічних величин. Можливість використання такого підходу для отримання розрахункових значень параметрів гідрологічного режиму спирається на гіпотезу про те, що ряди розглянутих величин формуються як випадкові сукупності.

Теоретичними положеннями, якими користуються для обґрунтування можливості розглядати ряди різних гідрологічних величин як сукупності випадкових подій, є так звані граничні теореми теорії ймовірності.

Одне з фундаментальних положень цих теорем зводиться до закону великих чисел, згідно з яким при досить великій кількості однорідних явищ середній їх результат практично перестає бути випадковим і може передбачатись з більшим ступенем визначеності.

Друге положення зводиться до так званої центральної граничної теореми, згідно з якою явища (події), виникають під впливом суми більшого числа незалежних випадкових факторів, утворюють випадкову сукупність, яка підлягає певним статистичним законам.

2.1.2 Поняття ймовірності

Перш ніж перейти до поняття ймовірності, доцільно розглянути таке поняття як подія.

Під “подією” розуміють усякий факт, який у результаті випробувань може відбутись або не відбутись. Наведемо приклад:

Число сонячних днів за тиждень і число днів у році з опадами.

Кожна з цих подій має той чи інший ступінь можливості: одна – більший, друга – менший. Важко визначити, яка більший, а яка менший. Щоб кількісно порівняти між собою події за ступенем їх можливості, необхідно з кожною подією пов’язати відповідне число, яке тим більше, чим більша ймовірна подія.

Таке число має назву ймовірності події. Таким чином, ймовірність події є числова міра ступеня об’єктивної можливості цієї події.

Для співвідношення різних подій встановлюють одиницю, яка визначає ймовірність достовірних подій, тобто таку подію, яка в результаті експерименту має відбутись. Приклад достовірної події - наявність протягом одного тижня не більше семи сонячних днів. Ймовірність цієї події дорівнює одиниці.

Негативною відносно достовірності є неймовірна подія, тобто така подія, яка в нашому досліді не може відбутись. Наприклад: наявність впродовж календарного тижня більше семи сонячних днів. Природно неможливо мати таку ймовірність, вона дорівнює нулю.

2.2 Випадкові величини та закони їх розподілу

Випадковою називається величина, яка в результаті дослідження може набути того чи іншого значення, невідомо заздалегідь якого саме. Якщо можливі значення випадкових величин можна перерахувати, то вони відносяться до дискретних.

Наприклад: число дощових паводків у році, число випадків пересихання річки за літньо-меженний період.

Поряд з дискретними існують безперервні величини. Значення безперервних випадкових величин не відрізняється одне від одного, а безперервно заповнюють деякий проміжок.

Дискретна випадкова величина позначається X , а її можливі значення $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$, ймовірності появи в спробі позначаються $p_1, p_2, p_3, \dots, p_n$.

Будь яке перерахування можливих значень випадкової величини із зазначенням їх ймовірності називається **рядом розподілу**. Цим визначається **закон розподілу дискретної випадкової величини**, який має вигляд:

$$\begin{matrix} x_1 & x_2 & x_3 & \dots & x_m & \dots & x_n, \\ p_1 & p_2 & p_3 & \dots & p_m & \dots & p_n. \end{matrix}$$

Для безперервної випадкової величини ряд розподілу скласти важко, бо вона має безконечність можливих значень.

Характеристикою розподілу безперервної випадкової величини X є функція розподілу $F(x)$.

2.3 Закон розподілу інтегральної функції (диференціальної функції розподілу) випадкової величини

Коли ми говоримо про випадкову величину, то маємо на увазі два фундаментальні поняття [3]:

- 1) функція розподілу $F(x)$, (інтегральна);
- 2) щільність розподілу $f(x)$, (диференціальна).

Функція розподілу – це ймовірність того, що випадкова величина X менша від фіксованого значення x (рис.2.1) тобто це ймовірність попадання випадкової величини X лівіше від фіксованого значення x .

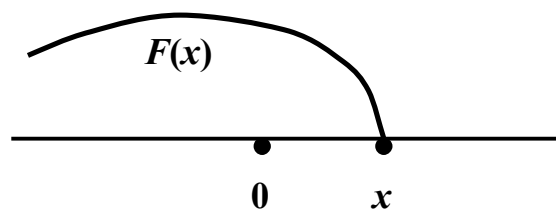


Рис. 2.1- Функція розподілу

Функція розподілу має вигляд

$$F(x) = P(X \leq x). \quad (2.1)$$

Доповнення функції розподілу $F(x)$ до одиниці називається **забезпеченістю**.

Виходячи з визначення забезпеченості та функції розподілу, можна записати: $P(x) = 1 - F(x)$, також $P(x) + F(x) = 1$. На рис.2.2 надана крива забезпеченості та функція розподілу.

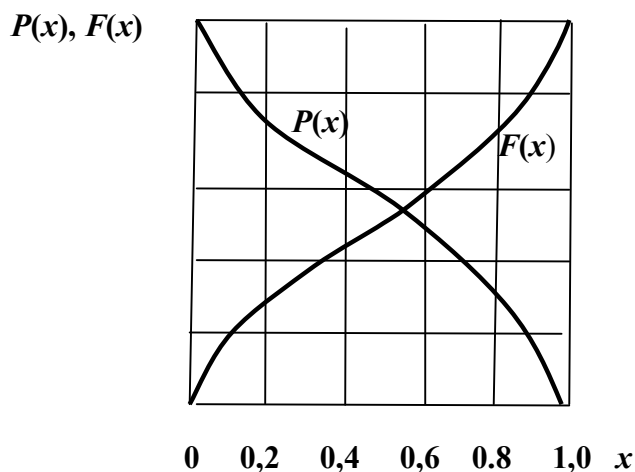


Рис. 2.2 - Функція розподілу $F(x)$ та крива забезпеченості $P(x)$

Властивості функції розподілу:

1. Функція розподілу $F(x)$ є універсальним законом розподілу, оскільки вона існує як для дискретних, так і для безперервних випадкових величин X .

2. Вона неспадна, коли для $(x + \Delta x) > x$ виконуються умови: $F(x + \Delta x) > F(x)$. Такий приклад наведено на рис 2.3.

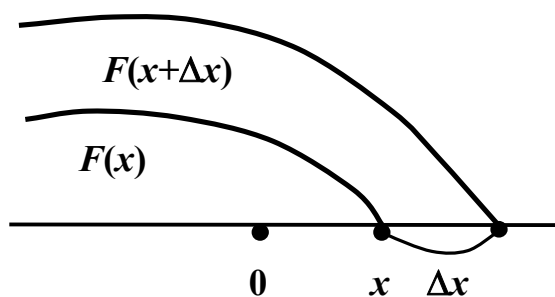


Рис. 2.3 – Неспадна функція розподілу $F(x)$

Тобто зі збільшенням фіксованого значення x збільшується і функція розподілу $F(x)$.

1. При $F(x) \rightarrow (-\infty)$ - $F(x) = 0$, випадкова величина X переміщується з фіксованого значення x ліворуч.

2. При $F(x) \rightarrow (+\infty) - F(x) = 1$, випадкова величина X переміщується з фіксованого значення x праворуч (а праворуч крім одиниці нічого немає).

Похідна $F'(x)$ функції розподілу – щільність розподілу безперервної випадкової величини $f(x)$. Вона є диференціальним законом розподілу й існує для безперервних випадкових величин

$$F'(x) = f(x). \quad (2.2)$$

Вираз (2.2) визначає щільність через функцію розподілу. Можна виразити функцію розподілу через щільність.

Якщо $F(x) = P(X < x) = P(-\infty < X < x)$, то

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx. \quad (2.3)$$

На рис.2.4 показана крива щільності розподілу випадкової величини.

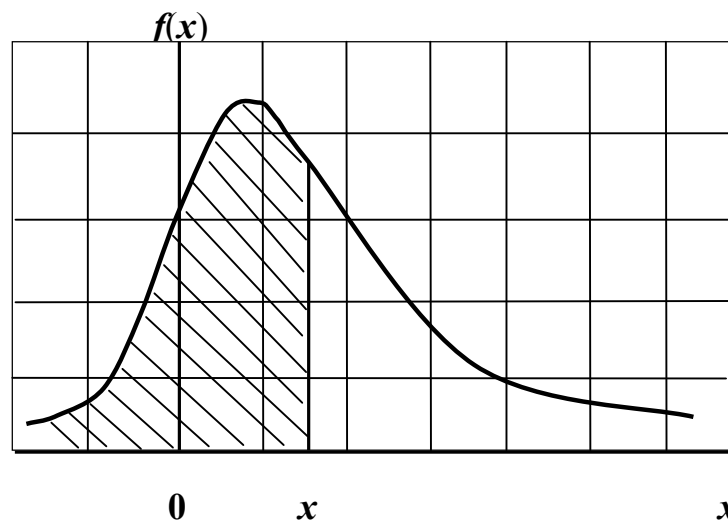


Рис. 2.4 - Крива розподілу випадкової величини x

Функція $F(x)$ – площа під кривою розподілу, що лежить ліворуч від перерізу x (див. рис.2.4). Інтеграл у безперервних границях $\int_{-\infty}^{\infty} f(x) dx = 1$, тобто загальна площа між кривою розподілу та віссю абсцис дорівнює одиниці.

Одною з важливих характеристик положення кривих розподілу є математичне сподівання випадкової величини m_x . Це середньозважена по ймовірності величина X . Математичне сподівання можна записати у вигляді

$$m = \frac{x_1 p_1 + x_2 p_2 + \dots + x_n p_n}{p_1 + p_2 + \dots + p_n} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i p_i}{\sum_{i=1}^n p_i}. \quad (2.4)$$

Але на практиці маємо лише обмежені вибірки, тому замість математичного сподівання використовують його емпіричний еквівалент – середнє математичне значення m_x

$$m_x = \bar{x} = \frac{x_1 m_1 + x_2 m_2 + \dots + x_n m_n}{m_1 + m_2 + \dots + m_n} = \sum_{i=1}^n x \frac{m_i}{N}, \quad (2.5)$$

де N – число незалежних величин;

m_1, m_2, \dots, m_n – частоти випадкових величин x_1, x_2, \dots, x_n ;

m_i/N – відносна частота або емпірична ймовірність p_i .

Вираз (2.5) можна записати у вигляді

$$m_x = \bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i p_i. \quad (2.6)$$

Якщо частота $m_1, m_2, \dots, m_n = 1$, тобто кожне значення випадкової величини повторюється один раз, то $m_1 = m_2 = \dots = m_n = 1/N$. Отже

$$m_x = \bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i. \quad (2.7)$$

Крім математичного сподівання, важливими характеристиками є мода і медіана. На рис.2.5 показана мода і медіана.

Модю випадкової величини m_0 називають найбільш ймовірне її значення. Розрізняють одно- та багатомодальне розподілення. Розподіл гідрологічних величин звичайно є одномодальним.

Медіана випадкової величини m_e ділить площу під кривою розподілу нарівно.

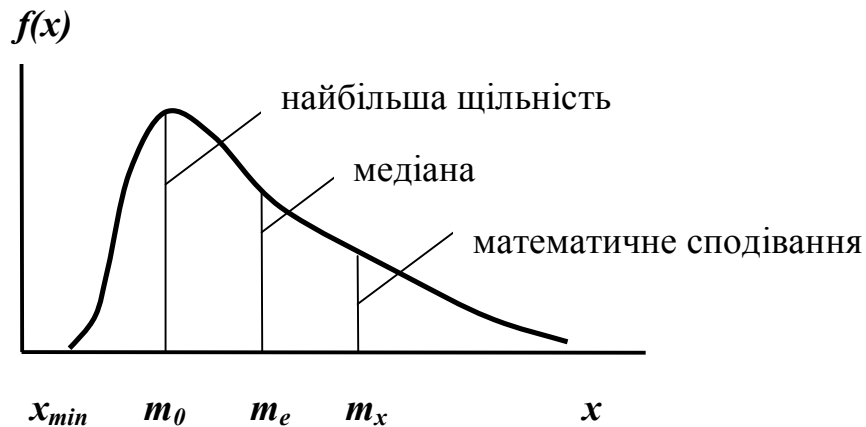


Рис. 2.5 - Крива розподілу з додатною асиметрією

2.4 Статистичні параметри, методи визначення оцінок статистичних параметрів

Річковий стік можна розглядати як подію, що є результатом взаємодії великої кількості різних стокоформуєчих факторів. У пункті 2.1 ми звертали увагу на те, що ряди стоку мають свої особливості, які різняться їх від більшості сукупностей випадкових гідрометеорологічних величин.

При розрахунках рядів стокових величин використовують параметри розподілу ймовірностей (статистичні параметри), тобто числові характеристики, яка дозволяють робити висновки про властивості закону розподілу ймовірностей випадкової величини. Статистичні параметри, розраховані по вибірках, мають назву оцінок статистичних параметрів [7].

Головні параметри статистичних рядів – середнє арифметичне значення (математичне сподівання), міри розсіювання (дисперсія, середнє квадратичне відхилення), міри симетричності (асиметричності). Вони пов'язані між собою і утворюють єдину систему, яка спирається на поняття моментів статистичних сукупностей.

Розрахунки статистичних параметрів зазвичай виконуються за методами моментів, найбільшої правдоподібності, графо-аналітичним методом Г.А.Алексєєва.

2.4.1 Розрахунки статистичних параметрів за методом моментів

Розрізняють початкові, центральні та абсолютні моменти. При описуванні властивостей статистичних сукупностей частіше використовуються моменти двох видів: початкові та центральні.

Початковим моментом s -го порядку a_s дискретної величини X є сума [1,3]

$$a_s = \sum_{i=1}^n x_i^s p_i . \quad (2.8)$$

Для безперервної випадкової величини суму (2.8) записують через інтеграл

$$a_s = \int_{-\infty}^{\infty} x^s f(x) dx . \quad (2.9)$$

При $s=1$ вираз (2.8) має вигляд

$$a_1 = m_x = \sum_{i=1}^n x_i p_i . \quad (2.10)$$

Центральним моментом β порядку s випадкової величини X називається середнє значення відхилень випадкової величини X від її середнього значення (математичного сподівання m_x), узятих в степені s :

$$\beta_s = \sum_{i=1}^n (x_i - m_x)^s p_i . \quad (2.11)$$

Для емпіричного розподілу використовується \bar{x}

$$\beta_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^s , \quad (2.12)$$

при $s = 1$

$$\beta_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \bar{x} = 0 . \quad (2.13)$$

Отже, нульовий центральний момент, як і нульовий початковий, дорівнює одиниці, а перший центральний дорівнює нулю;
при $s = 2$

$$\beta_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2. \quad (2.14)$$

Другим центральним моментом є **дисперсія** D_x . Він характеризує розсіювання випадкової величини відносно середнього. Частіше використовуваною мірою розсіювання статистичного ряду відносно середньої арифметичної його величини є середнє квадратичне відхилення σ_x або стандарт

$$\sigma_x = \sqrt{D_x} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}}. \quad (2.15)$$

Вираз (2.15) відповідає безконечно великим сукупностям. На жаль у гідрології обмежені вибірки (40-50 років), а другий центральний момент має від'ємне зміщення (систематичне зниження). Для його усунення вводиться в (2.15) поправка $\sigma = \sqrt{\frac{n}{n+1}}$, з урахуванням якої отримуємо більш загальний вигляд рівняння

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}. \quad (2.16)$$

Для порівняння різномасштабних випадкових величин використовують безрозмірний параметр σ_x / \bar{x} , який має назву **коефіцієнта варіації або мінливості**

$$C_V = \frac{\sigma_x}{\bar{x}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n-1}}, \quad (2.17)$$

де $k_i = \frac{x_i}{\bar{x}}$ – модульний коефіцієнт;
при $s=3$

$$\beta_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3. \quad (2.18)$$

Третій центральний момент характеризує ступінь несиметричності (асиметрії) розподілу випадкової величини відносно математичного споді-

вання, він може бути як від'ємним, так і додатним. Якщо $\beta_3=0$, то крива буде симетричною.

Нормування β_3 по σ_x^3 дозволяє отримати безрозмірний параметр статистичного розподілу – коефіцієнт асиметрії

$$C_S = \beta_3 / \sigma_x^3 = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 / (n \cdot \sigma_x^3) = \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3 / (n \cdot C_S). \quad (2.19)$$

Параметр C_S , як і C_V є зміщеною оцінкою, тоді для усунення зсуву вводиться поправка $\sigma_s = n^2 / [(n-1)(n-2)]$. Враховуючи це, маємо

$$C_S = n \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3 / [(n-1)(n-2) \cdot C_V^3]. \quad (2.20)$$

При $C_S > 0$ крива розподілу випадкової величини має додатну асиметрію, при $C_S < 0$ – від'ємну, а при $C_S = 0$ - розподіл симетричний (рис.2.6),(рис.2.7), (рис.2.8).

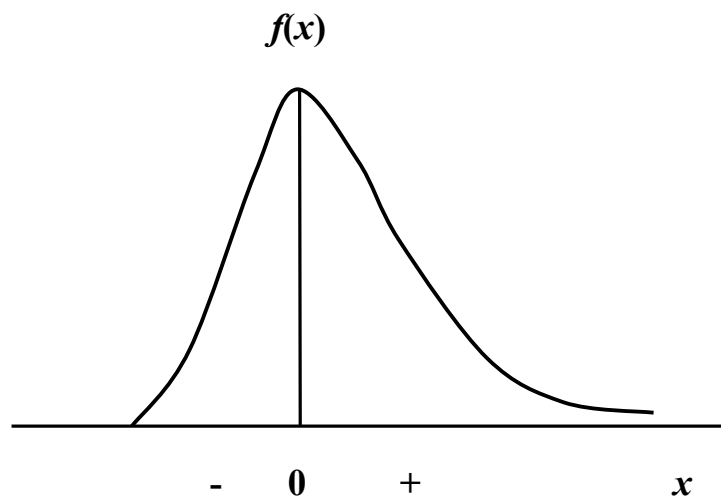


Рис. 2.6 - Крива розподілу випадкової величини з додатною асиметрією (при $C_S > 0$)

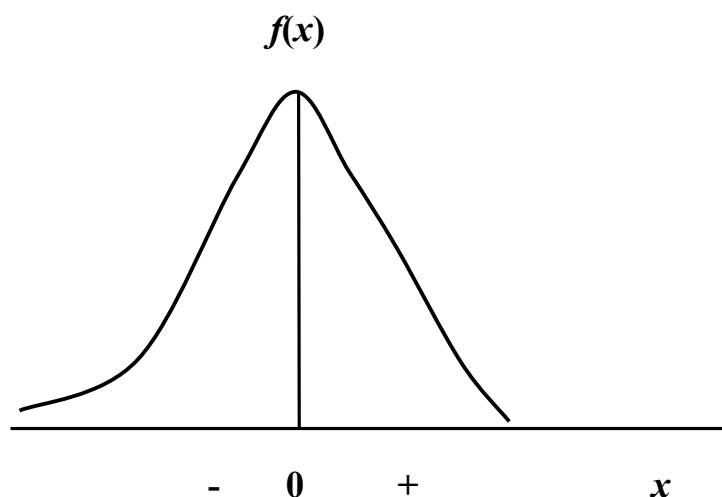


Рис.2.7 - Крива розподілу випадкової величини з від'ємною асиметрією (при $C_S < 0$)

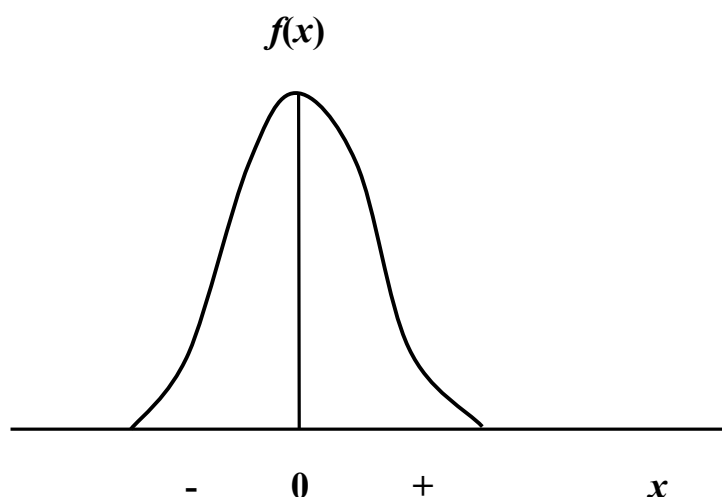


Рис.2.8 - Крива розподілу випадкової величини з симетричним розподілом (при $C_S = 0$)

2.4.2 Обчислення статистичних параметрів методом найбільшої правдоподібності

Цей метод введений у гідрологічну практику С.М.Крицьким і М.Ф.Менкелем. Розрахунок статистичних параметрів за методом найбільшої правдоподібності є більш складним, ніж метод моментів. Тому з метою спрощення загальної схеми Є.Г.Блохінов запропонував спочатку обчислювати статистику:

$$\lambda_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i ; \quad (2.21)$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg k_i ; \quad (2.22)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n k_i \lg k_i . \quad (2.23)$$

Як видно з рівняння (2.21) , статистика λ_1 повністю збігається з середнім арифметичним значенням \bar{x} у методі моментів. Коефіцієнти варіації C_V та асиметрії C_S встановлюються за спеціально розробленими для цієї мети номограмами (рис.2.9).

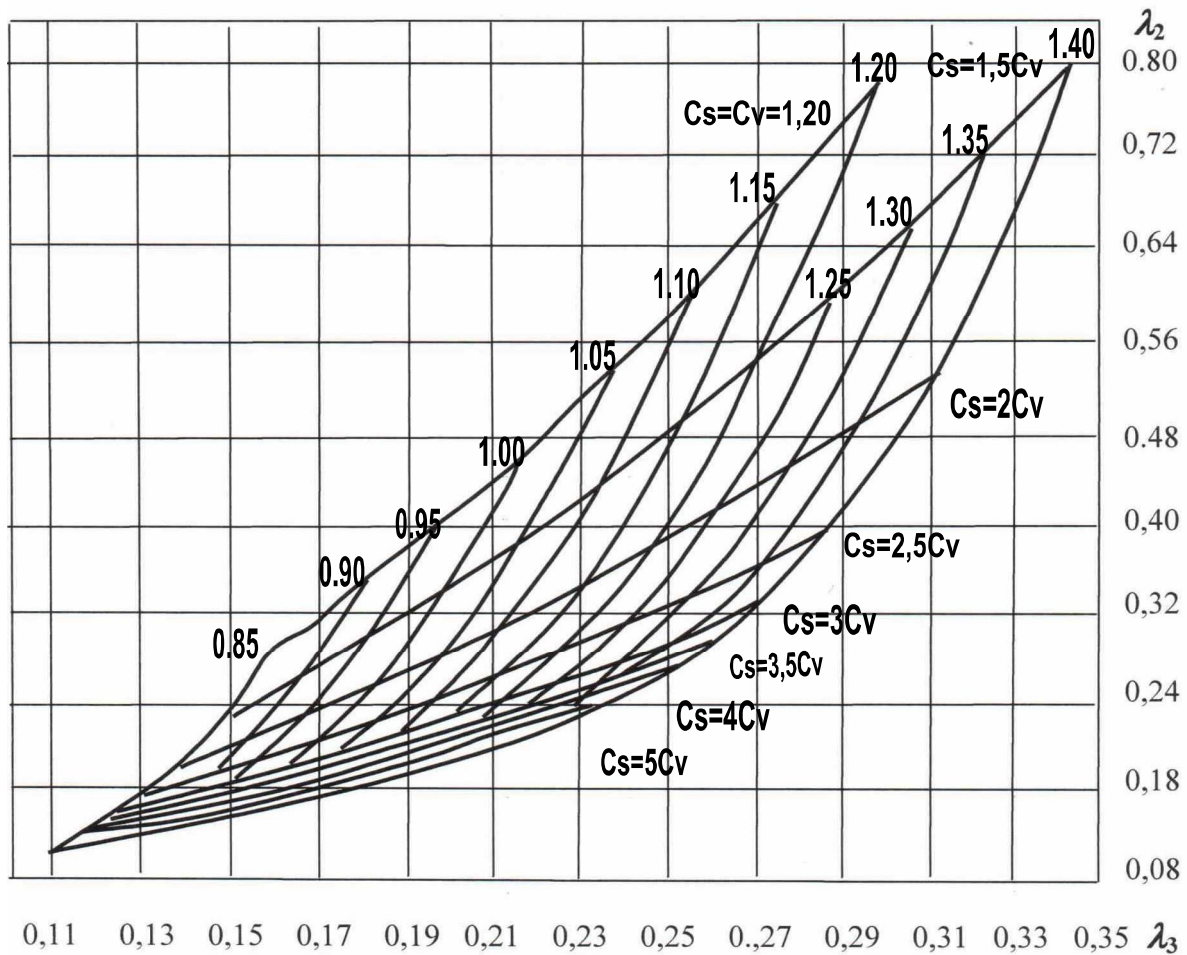


Рис. 2.9 - Номограма для визначення параметрів C_V та C_S методом найбільшої правдоподібності

Метод найбільшої правдоподібності рекомендується для визначення параметрів, коли використовується крива трипараметричного гама -

розподілу при $C_V > 0,5$. При $C_V < 0,5$ методи найбільшої правдоподібності та моментів мають збіжні результати.

2.4.3 Визначення статистичних параметрів методом квантилів

Під квантилями розуміють будь-які ординати кривих забезпеченості випадкової величини. Наприклад, 5-відсотковий квантиль представляє ординату кривої $x_{5\%}$, яка відповідає забезпеченості $P_m = 5\%$. Так само 50 і 95%-відсоткові квантили відповідатимуть забезпеченостям $P_m = 50\%$, $P_m = 95\%$.

Суть методу полягає в тому, що знаючи три опорні ординати (наприклад, $x_{5\%}, x_{50\%}, x_{95\%}$) кривої забезпеченості, можна встановити статистичні параметри $x_{сер}, C_V, C_S$. Розв'язання поставленого завдання виконується графічно-аналітичним методом, який розробив Г.А.Алексєєв.

Для визначення коефіцієнта C_S обчислюється коефіцієнт скісності S . Коефіцієнт асиметрії C_S знаходиться за наявності зв'язку з коефіцієнтом скісності S . Для цього наводиться табл.2.1 для визначення C_S при значеннях $S \leq 0,98$.

Таблиця 2.1 - Значення коефіцієнта асиметрії C_S і коефіцієнта скісності S біноміальної кривої розподілу Пірсона III

C_S	$\frac{x_p - \bar{x}}{\sigma_x} = \frac{k_p - 1}{C_V} = \Phi(P, C_S)$						$\Phi_5 - \Phi_{95}$	S
	Φ_1	Φ_2	Φ_5	Φ_{10}	Φ_{50}	Φ_{95}		
0	2,33	2,02	1,64	1,28	0,00	-1,64	3,28	0,00
0,1	2,40	2,11	1,67	1,29	-0,02	-1,61	3,28	0,03
0,2	2,47	2,16	1,70	1,30	-0,03	-1,58	3,28	0,06
0,3	2,54	2,21	1,75	1,31	-0,05	-1,52	3,27	0,09
0,4	2,61	2,26	1,75	1,32	-0,07	-1,52	3,27	0,11
0,5	2,68	2,31	1,77	1,32	-0,08	-1,49	3,26	0,16
0,6	2,75	2,35	1,80	1,33	-0,10	-1,45	3,25	0,17
0,7	2,82	2,40	1,82	1,33	-0,12	-1,42	3,24	0,20
0,8	2,89	2,45	1,84	1,34	-0,13	-1,38	3,22	0,22
0,9	2,96	2,50	1,86	1,34	00,15	-1,35	3,21	0,25
1,0	3,02	2,54	1,88	1,34	-0,16	-1,32	3,20	0,28
1,1	3,09	2,58	1,89	1,34	-0,18	-1,28	3,17	0,31

Продовження табл. 2.1

C_S	$\frac{x_p - \bar{x}}{\sigma_x} = \frac{k_p - 1}{C_V} = \Phi(P, C_S)$						$\Phi_5 - \Phi_{95}$	S
	Φ_1	Φ_2	Φ_5	Φ_{10}	Φ_{50}	Φ_{95}		
1,2	3,15	2,62	1,92	1,34	-0,19	-1,24	3,16	0,34
1,3	3,21	2,57	1,94	1,34	-0,21	-1,20	3,14	0,37
1,4	3,27	2,71	1,95	1,34	-0,22	-1,17	3,12	0,39
1,5	3,33	2,74	1,96	1,33	-0,24	-1,13	3,09	0,42
1,6	3,39	2,78	1,97	1,33	-0,25	-1,10	3,07	0,45
1,7	3,44	2,82	1,98	1,32	-0,27	-1,06	3,04	0,49
1,8	3,50	2,85	1,99	1,32	-0,28	-1,02	3,01	0,51
1,9	3,55	2,88	2,00	1,31	-0,29	-0,98	2,98	0,54
2,0	3,60	2,91	2,00	1,30	-0,31	-0,95	2,95	0,57
2,1	3,65	2,94	2,01	1,29	-0,32	-0,91	2,92	0,59
2,2	3,68	2,95	2,02	1,27	-0,33	-0,88	2,90	0,63
2,3	3,73	2,98	2,01	1,26	-0,34	-0,85	2,86	0,64
2,4	3,78	3,02	2,00	1,25	-0,35	-0,82	2,82	0,68
2,5	3,82	3,05	2,00	1,23	-0,36	-0,79	2,79	0,69
2,6	3,85	3,05	2,00	1,21	-0,37	-0,76	2,76	0,72
2,7	3,92	3,10	2,00	1,19	-0,38	-0,74	2,74	0,74
2,8	3,96	3,12	2,00	1,18	-0,39	-0,71	2,71	0,76
2,9	4,01	3,12	1,99	1,15	-0,39	-0,69	2,68	0,78
3,0	4,05	3,14	1,97	1,13	-0,40	-0,66	2,63	0,80
3,1	4,09	3,14	1,97	1,11	-0,40	-0,64	2,62	0,81
3,2	4,11	3,14	1,96	1,09	-0,41	-0,62	2,59	0,83
3,3	4,15	3,14	1,95	1,08	-0,41	-0,60	2,56	0,85
3,4	4,18	3,15	1,94	1,08	-0,41	-0,59	2,53	0,86
3,5	4,21	3,16	1,93	1,04	-0,41	-0,57	2,50	0,87
3,6	4,24	3,17	1,93	1,03	-0,42	-0,56	2,48	0,89
3,7	4,26	3,18	1,91	1,01	-0,42	-0,54	2,45	0,90
3,8	4,29	3,18	1,90	1,00	-0,42	-0,53	2,43	0,91
3,9	4,32	3,20	1,90	0,98	-0,41	-0,51	2,41	0,92
4,0	4,34	3,20	1,90	0,96	-0,41	-0,50	2,40	0,92
4,1	4,36	3,22	1,89	0,95	-0,41	-0,49	2,38	0,93
4,2	4,39	3,21	1,88	0,93	-0,41	-0,48	2,36	0,94
4,6	4,46	3,27	1,84	0,87	-0,40	-0,44	2,28	0,97
4,7	4,49	3,28	1,83	0,85	-0,40	-0,43	2,26	0,97
4,8	4,50	3,29	1,81	0,82	-0,39	-0,42	2,23	0,98
4,9	4,51	3,30	1,80	0,80	-0,39	-0,41	2,21	0,98

Продовження табл. 2.1

C_S	$\frac{x_p - \bar{x}}{\sigma_x} = \frac{k_p - 1}{C_V} = \Phi(P, C_S)$						$\Phi_5 - \Phi_{95}$	S
	Φ_1	Φ_2	Φ_5	Φ_{10}	Φ_{50}	Φ_{95}		
5,0	4,54	3,32	1,78	0,78	-0,38	-0,40	2,18	0,98
5,1	4,57	3,32	1,76	0,76	-0,38	-0,39	2,15	0,98
5,2	4,59	3,33	1,74	0,73	-0,37	-0,38	2,15	0,98

Середнє квадратичне відхилення σ_x визначається за виразом

$$\sigma_x = (x_{5\%} - x_{95\%}) / (t_{5\%} - t_{95\%}), \quad (2.25)$$

де $(t_{5\%} - t_{95\%})$ - різниця ординат кривої біноміального розподілу, знаходиться за значенням обчисленого коефіцієнта скісності S (табл.2.1). Середнє значення випадкової величини $x_{сер}$ встановлюється за рівнянням

$$x_{сер} = x_{50\%} - \sigma_x t_{50\%}, \quad (2.26)$$

де $t_{50\%}$ - ордината нормованої кривої біноміального розподілу, яка відповідає забезпеченості $P_m = 50\%$ (вона наведена в табл.2.1). Далі, використовуючи (2.25) та (2.26), визначається коефіцієнт варіації C_V як відношення $\sigma_x / x_{сер}$

$$C_V = \sigma_x / x_{сер}. \quad (2.27)$$

Емпіричні криві забезпеченості, особливо при їх асиметричності, будуються на спеціальних клітчатках ймовірності - найчастіше всього для нормального розподілу.

2.4.4 Точність обчислення параметрів статистичного розподілу

Визначення числових характеристик випадкової величини є важливим етапом статистичного аналізу. Оскільки матеріали вимірювання стоку завжди обмежені, а згідно граничних теорем розподілу, для визначення параметрів необхідно нескінченно тривалі сукупності, то у практичних роз-

рахунках обчислюються не самі параметри, а їх наближені значення – оцінки. Тому, чим більша тривалість вибірки, тим вища міра наближення оцінок розподілу до їх шуканих параметрів. Вибірковий аналіз передбачає не лише обчислення оцінок, але й встановлення точності, з якою вони визначені за наявними рядами [3,7].

Мірою точності є середня квадратична похибка. Відносна середня квадратична похибка n – річних середніх стокових рядів $\sigma_{\bar{x}}$ % обчислюється за формулою

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{100C_V}{\sqrt{n}}. \quad (2.28)$$

Більшість гідрологічних величин розраховується з точністю 10 % , що при коефіцієнтах варіації 0,2-1,0 для обчислення середнього \bar{x} потребує мати ряди тривалістю 20 – 100 років.

Стандартні похибки σ_{C_V} , % коефіцієнтів варіації C_V , обчислені за методом моментів, можна визначити з виразу

$$\sigma_{C_V} = \sqrt{\frac{1+C_V^2}{2n}} \cdot 100. \quad (2.29)$$

Якщо коефіцієнт варіації встановлений за допомогою методу найбільшої правдоподібності, то

$$\sigma_{C_V} = \sqrt{\frac{3}{2n(3+C_V^2)}} \cdot 100. \quad (2.30)$$

При гідрологічних розрахунках величина коефіцієнта варіації має визначатися похибкою не більшою за 15 %; при значеннях $C_V=0,2 - 1,0$ з тривалістю ряду 23-45 років (при використанні методу моментів) або 17-22 років (за методом моментів).

Відносна середня квадратична похибка σ_{C_S} %, коефіцієнта асиметрії визначається за теоретичною формулою С.М.Крицького і М.Ф.Менкеля

$$\sigma_{C_S} = \sqrt{\frac{6}{n}(1+6C_V^2+5C_V^4)} \cdot 100. \quad (2.31)$$

При $C_V=0,2-1,0$ і заданій $\sigma_{C_S}=15$ % необхідні ряди тривалістю 350-400 років, але гідрологічні ряди мають тривалість 20-50 років і лише

окремі - 100-150 років. Тому обчислення статистичних параметрів зазвичай виконується за допомогою тільки двох параметрів – середнього та коефіцієнта варіації. Стосовно коефіцієнта C_S , то його нормують за співвідношенням з C_V . Для рядів річкового стоку у зоні достатнього зволоження беруть $C_S = 2C_V$.

2.5 Нормальний закон розподілу

Нормальний закон розподілу є частковим випадком розподілу Пірсона. Вперше нормальний закон розподілу випадкових величин був розроблений для аналізу похибок вимірювань. На цій основі він і отримав розповсюдження у багатьох галузях науки і техніки, в тому числі і в гідрології, де широко використовується для оцінки точності розрахунків, визначення довірчих інтервалів і таке інше [3].

Загальний вигляд рівняння кривої нормального розподілу такий

$$f(z) = \frac{1}{\sigma_z \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2\sigma_z^2}}. \quad (2.32)$$

Для вихідного ряду x

$$f(x) = y = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-m_x)^2}{2\sigma_x^2}}. \quad (2.33)$$

Нормальний розподіл має декілька особливостей.

1. У зв'язку з тим, що функція (2.33) має дійсні значення при будь-яких значеннях незалежної змінної X , область її визначення така: $-\infty < X < +\infty$.

2. Функція $f(x)$ є парною, тобто $f(-X) = f(+X)$, а нормальна крива розподілу симетрична відносно осі ординат.

3. Нормальна крива не перетинає осі x .

4. Крива щільності розподілу симетрична відносно моди.

5. Нормальний закон розподілу випадкової величини є двопараметричним, тобто в ньому використовуються два параметри – математичне сподівання m_x та дисперсія σ_x^2 .

6. Параметр σ_x є характеристикою форми кривої розподілу: чим більше σ_x , тим максимальна ордината менше, а крива сплющується (рис.2.10).

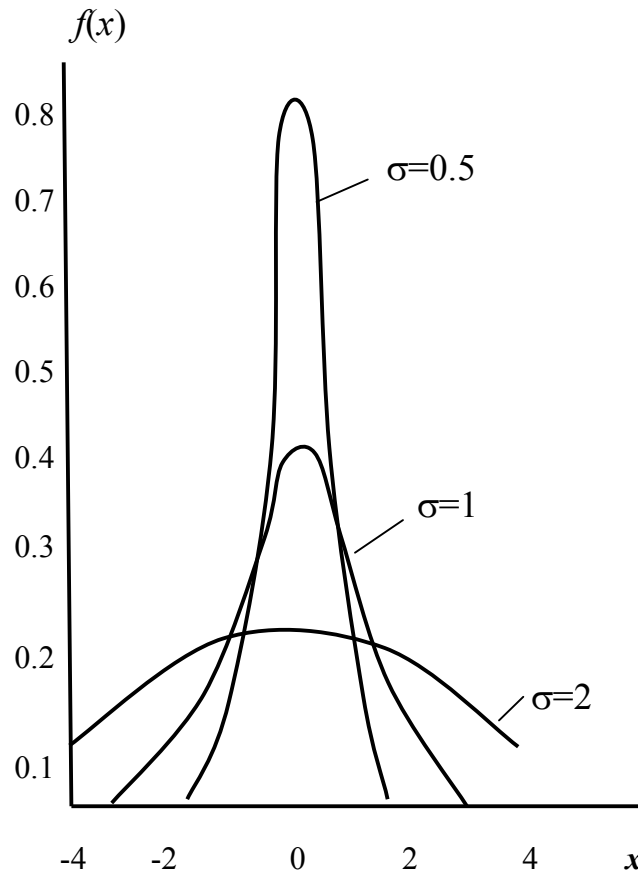


Рисунок 2.10 – Графік щільності ймовірностей нормального закону розподілу при різних середніх квадратичних відхиленнях σ_x

2.6 Закон розподілу Пірсона III типу

Крива розподілу Пірсона III з додатною асиметрією (біноміальна крива) при $C_S > 0$ представлена рис.2.11.

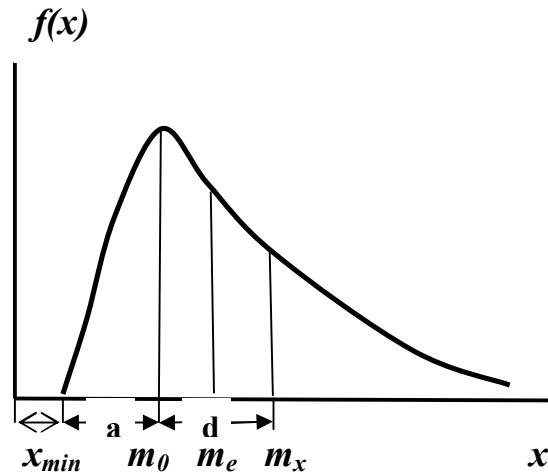


Рис. 2.11 - Крива розподілу з додатною асиметрією: a – відстань від початку кривої до моди; d – радіус несиметричності

Якщо початок відліку поєднати з модою, то рівняння цієї кривої запишеться у вигляді

$$f(x) = y_0 e^{-\frac{x}{d} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\frac{a}{d}}}, \quad (2.34)$$

де a – відстань від початку кривої до моди;

d – радіус несиметричності;

y_0 – модальна ордината.

Параметри рівняння (2.34) пов'язані з центральними моментами розподілу, причому

$$a + d = 2\beta_2 / \beta_3, \quad (2.35)$$

де β_2 та β_3 – перший та другий центральні моменти.

З рівняння (2.34) простими перетвореннями можна визначити найважливішу властивість біноміального розподілу, яка визначає область його застосування. Для цього β_2 та β_3 представимо через стандартні параметри: m_x , C_V , C_S . Взявши до уваги, що $\beta_2 = D_x = \sigma_x^2$, а $C_V = \sigma_x / \bar{x}$, запишемо

$$\frac{\sigma_x}{\bar{x}} = C_V \Rightarrow \sigma_x = C_V \bar{x} \Rightarrow \sigma_x^2 = C_V^2 \bar{x}^2 = \beta_2. \quad (2.36)$$

Третій центральний момент β_3 пов'язаний з коефіцієнтом C_S і з середнім квадратичним відхиленням $\beta_3 / \sigma_x^3 = C_S$

$$\beta_3 / \sigma_x^3 = C_S \Rightarrow \beta_3 = \sigma_x^3 C_S \Rightarrow \sigma_x = C_V \bar{x} \Rightarrow \sigma_x^3 = C_V^3 \bar{x}^3, \quad (2.37)$$

$$\beta_3 = \sigma_x^3 C_S = C_V^3 \cdot x^{-3} \cdot C_S. \quad (2.38)$$

Підставляючи (2.36) і (2.38) в (2.35), отримуємо

$$a + d = 2\beta_2 / \beta_3 = 2C_V^4 x^{-4} / C_S C_V^3 x^{-3} = 2C_V \bar{x} / C_S. \quad (2.39)$$

В загальному вигляді (див. рис. 2.9) $\bar{x} - x_{\min} = a + d$ можна записати

$$\bar{x} - x_{\min} = 2C_V \bar{x} / C_S, \quad (2.40)$$

або

$$C_S = \frac{2C_V}{1 - k_{\min}}, \quad (2.41)$$

де $k_{\min} = x_{\min} / \bar{x}$ - модульний коефіцієнт мінімального значення ряду.

В цьому разі необхідно розглянути три можливі випадки:

1. $K_{\min} = 0$ $C_S = 2C_V$.
2. $K_{\min} > 0$ $C_S > 2C_V$.
3. $K_{\min} < 0$ $C_S < 2C_V$.

Третій випадок суперечить природі стокових рядів, які мають фізичний нуль, тому біноміальна крива використовується тільки при $C_S \geq 2C_V$.

Особливості біноміального розподілу Пірсона III

Крива розподілу Персона III типу обмежена нижньою, але не обмежена верхньою межею; спирається на три статистичні параметри: \bar{x} , C_V та C_S , а при $x_{\min} = 0$ стає двопараметричним розподілом, тому що C_S не є самостійним параметром його можна визначити за умови $C_S = 2C_V$.

2.7 Трипараметричний гама-розподіл С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля

У попередньому розділі зверталась увага на те, що біноміальна крива використовується лише для $C_S \geq 2C_V$. Коли $C_S < 2C_V$, крива Пірсона III типу знаходиться у від'ємній області, а це суперечить природі стокових рядів С.М.Крицький і М.Ф.Менкель запропонували більш універсальну криву, яку можна застосувати при будь-яких співвідношеннях між C_S і C_V [3,8]. **Це - модифікація розподілу Персона III.** Замість ознаки розподілу x вводиться нова змінна z , причому

$$z = b \cdot x^c, \quad (2.42)$$

де b, c – параметри функції.

Новий закон називається **гама – розподілом** і описується рівнянням вигляду

$$f(z) = \frac{\alpha^a z^{a-1} e^{-az}}{\Gamma(\alpha)}, \quad (2.43)$$

де α - параметр, який дорівнює $1/C_V z^2$;

$\Gamma(\alpha)$ – гама-функція, або інтеграл Ейлера другого роду і має вигляд

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} z^{\alpha-1} e^{-z} dz . \quad (2.44)$$

Різниця між рівняннями (2.43) та (2.44) при $C_S = 2C_V$ пояснюється тим, що в разі рівняння (2.43) відлік ведеться не від модального значення, а від початку кривої розподілу. При цьому ознака розподілу завжди знаходиться в області додатних значень.

Трипараметричний гама-розподіл спирається на три стандартні параметри: \bar{x} , C_V , C_S . Коефіцієнти C_V та C_S використовуються не окремо, а за їх співвідношенням, тобто як C_S / C_V .

Особливості і відмінності біноміальної кривої Пірсона III типу і трипараметричного гама-розподілу С.М.Крицького і М.Ф.Менкеля:

1. При $C_S = 2C_V$ крива трипараметричного гама-розподілу збігається з кривою Пірсона III типу;

2. У біноміальної кривої відлік ведеться від моди (m_0), а в кривій С.М.Крицького та М.Ф.Менкеля - від початку координат. Визначаються при цьому не параметри b і c , а допоміжні статистики λ_2 і λ_3 .

Запитання для самоперевірки

1. Які головні статистичні параметри обчислюються при розрахунках річкового стоку?
2. Назвіть методи, за якими розраховують статистичні параметри і в чому їх відмінності?
3. Які види моментів розрізняють?
4. Що є мірою точності n -річних середніх стокових рядів?
5. Яке рівняння описує біноміальну криву Пірсона III типу?
6. При яких співвідношеннях використовується біноміальна крива?
7. Що собою уявляє крива трипараметричного гама-розподілу С.М.Крицького і М.Ф.Менкеля?
8. Які існують властивості біноміального розподілу Пірсона III типу?
9. Що таке гама-функція і як вона виражається?
10. Що характеризують другий і третій центральні моменти?
11. За якою формулою можна оцінити середню квадратичну похибку для значення середнього ряду?
12. В яких межах знаходяться допустимі похибки середнього ряду, коефіцієнтів варіації та асиметрії?
13. Особливості та різниця між біноміальною кривою Пірсона III типу та трипараметричним гама-розподілом С.М.Крицького і М.Ф.Менкеля?
14. Що таке функція розподілу?
15. Які властивості функції розподілу ви знаєте?
16. Що таке щільність розподілу?
17. Які характеристики кривих розподілу ви знаєте?

3 РОЗРАХУНКИ РІЧКОВОГО СТОКУ

До розрахунків річкового стоку відносяться, перш за все, розрахунки норми річного стоку [3].

Норма річного стоку має важливе значення при розрахунках стоку і водогосподарському проектуванні, тому що вона визначає потенційні водні ресурси певного району або басейну.

Крім цього, норма річного стоку як результуючий елемент водного балансу, зумовлений властивим даному географічному ландшафту співвідношенням тепла та вологі, є при певних кліматичних умовах і рівні господарської діяльності людини стійкою гідрокліматичною характеристикою визначеного району.

Стійкість норми річного стоку для кожного географічного ландшафту не можна вважати незмінною. Якщо під впливом кліматичних умов або діяльності людини (наприклад, вирубки лісів, інтенсивної агротехніки, утворення водосховищ) змінюється середня величина опадів і випаровування, то змінюється і норма річного стоку. Але при відносно незмінних середніх кліматичних умовах, норму річного стоку можна вважати стійкою територіальною гідрологічною характеристикою, зумовленою властивим певному географічному ландшафту середнім співвідношенням тепла та вологи.

3.1 Поняття про норму стоку

Поняття норми є статистичною хартривалості довжини, під час збільшення якої середнє значення не змінюється суттєво. Об'єктивним критерієм стійкості n -річних середніх є середня квадратична похибка, яку можна оцінити за (2.28) Допустима похибка обчислення норми річного стоку знаходиться в межах 5-10 %.

При встановленні норми річного стоку слід враховувати, що часові ряди мають деяку закономірність у вигляді угруповання багатоводних або маловодних років різної тривалості. Їх природа досить складна. Визначити маловодні та багатоводні періоди через різкі коливання неможливо. Щоб визначити межі коливання водності застосовують згладжування емпіричних рядів, тобто заміну таблиці вихідних величин іншою таблицею близьких до них точок, які розміщені на досить гладкій кривій.

Оскільки найкраще згладжування виходить для середніх точок, то кількість точок для згладжування вибирають непарними, а групи точок – змінними за всією таблицею. Найбільш оптимальним є метод згладжуван-

ня за трьома точками. Беруть перші три точки, наприклад, витрати води, Q_1, Q_2, Q_3 і згладжують точку Q_2 , потім беруть подальшу групу точок Q_2, Q_3, Q_4 і згладжують точку Q_3 і т.д. до кінця таблиці даних. Для таблиць з постійним кроком згладжування найпростішим за допомогою багаточлена першого степеня

$$\tilde{Q}_i = \frac{1}{T} \sum_{k=-\frac{T-1}{2}}^{\frac{T-1}{2}} Q_{i+k}, \quad (3.1)$$

де \tilde{Q}_i - згладжене значення i -го ряду ($i=1,2,3,\dots, n$);

T - оператор згладжування.

Оператор згладжування (3.1) не розповсюджується на крайні значення ряду. Тому під час згладжування за трьома точками

$$\tilde{Q}_i = \frac{1}{6}(5Q_1 + 2Q_2 - Q_3); \quad (3.2)$$

$$\tilde{Q}_i = \frac{1}{6}(-Q_{n-2} + 2Q_{n-1} + 5Q_n). \quad (3.3)$$

В процесі згладжування за п'ятьма точками крайні значення будуть визначатися за формулами:

а) на початку ряду

$$\tilde{Q}_1 = 0.2(3Q_1 + 2Q_2 + Q_3 - Q_5); \quad (3.4)$$

$$\tilde{Q}_2 = 0.1(4Q_1 + 3Q_2 + 2Q_3 + Q_4); \quad (3.5)$$

б) в кінці ряду

$$\tilde{Q}_{n-1} = 0.1(Q_{n-3} + 2Q_{n-2} + 3Q_{n-1} + 4Q_n); \quad (3.6)$$

$$\tilde{Q}_n = 0.2(-Q_{n-4} + Q_{n-2} + 2Q_{n-1} + 3Q_n). \quad (3.7)$$

3.1.1 Розрахунки характеристик річного стоку при наявності тривалих спостережень

Відповідно до вимог нормативного документа СНіП 2.01.14-83 тривалість періоду спостережень вважається достатньою, якщо він репрезентативний, а відносна середня квадратична похибка, яка визначається за формулою (2.28), не має бути понад $\sigma_{\bar{Q}} > \pm 10\%$. Згідно з цими вимогами оцінюються дані річного стоку досліджуваної річки [3].

Спочатку слід перевірити репрезентативність вихідного ряду. Він повинен вмещувати однакове число багатоводних та маловодних угруповань коливання водності. Для цього будується хронологічний графік (рис.3.1).

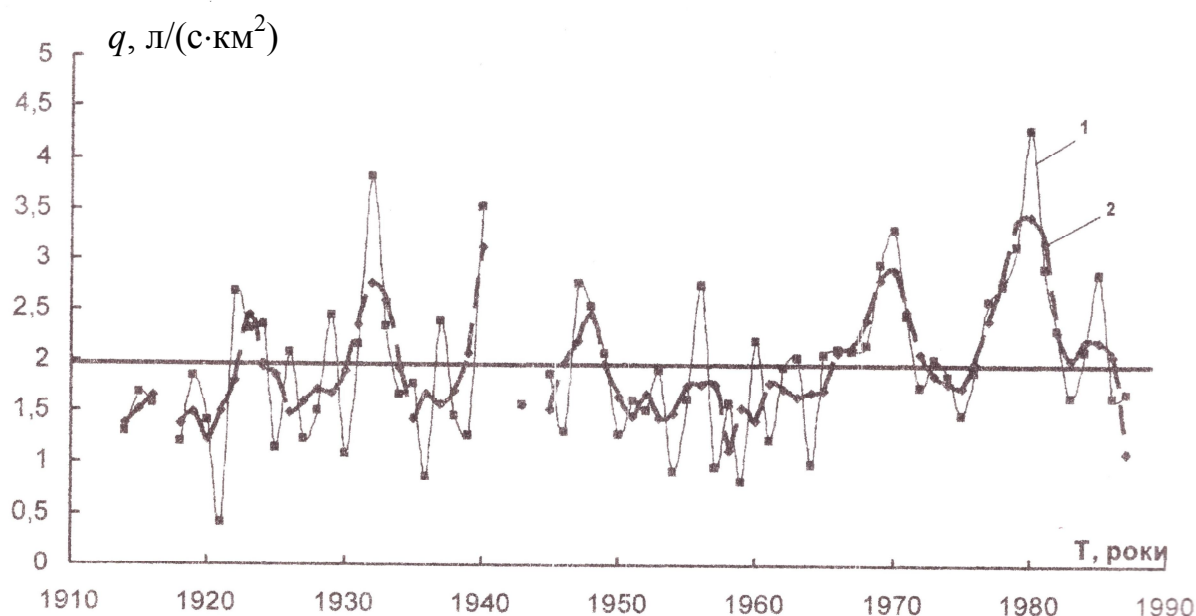


Рис.3.1 – Хронологічний графік коливань річного стоку (1) та графік згладжених середніх (2) р. Південний Буг – с. Олександрівка

Розраховується середнє багаторічне значення та наноситься на графік. Після цього виконується згладжування методом лінійного фільтра, аналізується циклічність. Для визначення норми річного стоку визначають розрахунковий період (n_p). Розрахунковий період повинен включати максимально можливе число суміжних багатоводних та маловодних періодів. Якщо кількість багатоводних і маловодних угруповань за якийсь певний період приблизно однакова, то розрахунковий період буде збігатися з тривалістю вихідного ряду і норма стоку в цьому разі буде становити

$$\bar{q} = \frac{1}{n_p n_p} \sum q_i. \quad (3.8)$$

Коефіцієнт варіації обчислюється за формулою (2.17).

3.1.2 Розрахунки річного стоку за відсутності гідрометричних вимірювань

За відсутності систематичних вимірювань стоку і відповідно часових рядів норма стоку визначається непрямими методами. Найширшого застосування набули карти норм річного стоку (модуля або шару). Будуються карти за даними вивчених річок, з вимогами до точності обчислювання норми стоку. Враховуючи вплив на річний стік місцевих та антропогенних факторів, при складанні карт необхідно використовувати тільки ті матеріали, які належать до середніх і великих водозборів [3].

Принципова можливість побудови карт норм річного стоку впливає з рівняння водного балансу (1.7). Оподи X і випаровування E , які входять у праву частину рівняння, взагалі мають зональний розподіл територією, за винятком гірських районів, де широтна закономірність змінюється висотною. В силу зональної зміни по території складових балансового рівняння, тій же закономірності безперервної та плавної зміни підлягає і стік. Стокові величини мають інтегральний характер. Вони відносяться до центрів водозборів. Центр водозбору розміщено як точка перетину великої і малої осей водозбору.

Між сусідніми ізолініями, наприклад, модулями стоку виконується лінійна інтерполяція. Якщо водозбір перетинає декілька ізоліній, то норма обчислюється як середнє зважене за площею

$$\bar{q} = \frac{\bar{q}_1 f_1 + \bar{q}_2 f_2 + \dots + \bar{q}_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (3.9)$$

де \bar{q} - значення норми стоку для досліджуваного водозбору, л/(с·км²);

$\bar{q}_1, \bar{q}_2, \dots, \bar{q}_n$ - середні значення стоку між сусідніми ізолініями, л/(с·км²);

f_1, f_2, \dots, f_n - площі між відповідними ізолініями стоку, км².

Найперспективнішим вважається підхід до розрахунку норми річного стоку, заснований на методі водного балансу. Для великих водозборів, що перебувають в умовах, близьких до зональних,

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}. \quad (3.10)$$

Норма опадів \bar{X} обчислюється за даними метеорологічних станцій і постів, розміщених у басейні річки, як середнє арифметичне або використовують карти ізогіет. Шари стоку порівнюються з випаровуванням і встановлюються подібними шляхами.

За відсутності гідрометричних матеріалів за стоком річок його норму СНіП 2.01.14-83 дозволяє визначити інтерполяцією між значеннями для річок-аналогів за даними найтриваліших рядів спостережень або приведенням до багаторічного періоду з урахуванням впливу місцевих факторів.

3.1.3 Розрахунки річного стоку при коротких рядах спостережень. Метод гідрологічної аналогії

Короткими вважаються ряди, які не задовольняють принцип репрезентативності та точності ($\sigma_{\bar{Q}} \leq \pm 10\%$).

Відповідно до СНіП 2.01.14-83 приведення статистичних параметрів до багаторічного періоду здійснюється за допомогою парної або множинної регресії за таких умов: $n' \geq 10$, $r \geq 0,7$ та $\frac{k}{\sigma_k} \geq 2$ (де n' - число років спільних спостережень; r - коефіцієнт кореляції між величинами гідрологічних характеристик досліджуваної річки та річки - аналога; k - коефіцієнт регресії; σ_k – середня квадратична похибка коефіцієнта регресії).

Ідея цього методу приведення параметрів розподілу основана на синхронності коливань річного стоку на близьких водозборах. Це зумовлює однорідність ландшафтних умов формування стоку.

Приведення статистичних параметрів розподілу до багаторічного періоду рекомендується здійснювати такими методами: *графічним і графо-аналітичним* [3,6].

В даному випадку використовують *метод гідрологічної аналогії*. При виборі аналога необхідно враховувати спільність кліматичних умов, близькість значень головних факторів підстильної поверхні.

В основу **графічного методу** покладено зв'язок значень річного стоку розрахункової річки та річки-аналога за період спільних спостережень (не менше ніж 10 років).

Розв'язання поставленої задачі починається з визначення коефіцієнта кореляції r , який є критерієм під час вибору аналога і повинен бути не менше ніж 0,7.

Коефіцієнт кореляції r визначається за формулою

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (q_i - \bar{q})(q_i^a - \bar{q}^a)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (q_i - \bar{q})^2 \sum_{i=1}^{n-1} (q_i^a - \bar{q}^a)^2}}, \quad (3.11)$$

де q_i, q_i^a - середньорічні модулі стоку за період спільних спостережень на досліджуваній річці та на річці-аналогу л/(с·км²);

\bar{q}_i, \bar{q}_i^a - відповідно середні багаторічні модулі стоку, л/(с·км²);

n - число років спільних спостережень, р.

Коефіцієнт варіації ряду, приведеного графічним способом, обчислюється за формулою

$$C_V = A \frac{\bar{q}_n^a}{\bar{q}_n} C_V^a, \quad (3.12)$$

де q_n^a, C_V^a - статистичні параметри приведенного ряду.

Співвідношення коефіцієнта асиметрії та варіації приймається за осередненими даними групи річок гідрологічного району, де розташована досліджувана річка, з тривалими рядами спостережень.

Похибка норми річного стоку короткого ряду, приведеного до багаторічного періоду за допомогою графіків зв'язку, розраховується за формулою

$$\sigma_{\bar{q}_n} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}, \quad (3.13)$$

де σ_1 - похибка обчислення норми річного стоку річки-аналога, яка визначається за формулою (2.28);

σ_2 - похибка кореляції стоку за період спільних спостережень, обчислена за рівнянням

$$\sigma_2 = \frac{C_V \sqrt{1-r^2}}{\sqrt{n}}, \quad (3.14)$$

де C_V – коефіцієнт варіації річного стоку для розрахункового створу.

Відповідно до *графо-аналітичного методу*, статистичні параметри коротких рядів (q_n , C_V , C_S) обчислюються за характерними ординатами згладженої кривої забезпеченості (5 %, 50 %, 95 %) на основі кореляційної залежності за спільний період спостережень.

Значення річного стоку за багаторічний період спостережень по річці-аналогу розташовують в порядку убутання та визначають їх забезпеченість за формулою:

$$P = \frac{m}{N + 1} \cdot 100\%, \quad (3.15)$$

де m – порядковий номер ранжированої вибірки;

N – тривалість рядів.

На основі цих даних на клітковині ймовірності будується емпірична згладжена крива забезпеченості річного стоку річки-аналога. З неї знімають опорні ординати $q_{5\%}^a$, $q_{50\%}^a$, $q_{95\%}^a$.

Використовуючи графік залежності річних модулів стоку розрахункової річки та річки-аналога, знаходять відповідні ординати кривої забезпеченості досліджуваної річки $q_{5\%}$, $q_{50\%}$, $q_{95\%}$.

Статистичні параметри короткого ряду розраховують за відновленими ординатами.

Обчислюється коефіцієнт скісності S

$$S = \frac{q_{5\%} + q_{95\%} - 2q_{50\%}}{q_{5\%} - q_{95\%}}. \quad (3.16)$$

За таблицею (2.1) відповідно до S встановлюються коефіцієнти асиметрії C_S .

Середньоквадратичне відхилення σ_q розраховується за формулою

$$\sigma_q = \frac{q_{5\%} - q_{95\%}}{t_{5\%} - t_{95\%}}. \quad (3.17)$$

де $t_{5\%}$, $t_{95\%}$ - ординати нормованої кривої біноміального розподілу, які визначаються в залежності від S за спеціальними таблицями.

Середнє багаторічне значення (норма) річного стоку обчислюється за рівнянням

$$\bar{q}_n = q_{50\%} - \sigma_q \Phi_{50\%}. \quad (3.18)$$

Коефіцієнт варіації C_V знаходиться за допомогою співвідношення (3.17) і (3.18), тобто

$$C_V = \frac{\sigma_q}{\bar{q}_n}. \quad (3.19)$$

3.2 Чинники річного стоку, їх вплив на величину стоку

Річковий стік є функцією комплексу умов, які складають географічний ландшафт. Співвідношення впливу різних елементів ландшафту (кліматичних та підстильної поверхні) на стік залежить як від характеру водотоку і його географічного положення, так і від характеристики стоку, про яку йде мова, та періоду осереднення.

Вплив кліматичних складових географічного ландшафту на середній стік відноситься до тієї групи басейнів, в яких водотоки повною мірою дренують опади, що випадають на поверхню басейну і стікають поверхневим і підземним шляхом, і до яких можна застосувати рівняння балансу вологи в найпростішому вигляді [1]

$$Y_0 = X_0 - E_0, \quad (3.20)$$

де Y_0, X_0, E_0 – середня багаторічна величина стоку, мм, опадів, мм і випаровування, мм.

До цієї групи басейнів, які з точки зору водного балансу є “замкнутими”, відносяться водозбори всіх постійно текучих річок зони достатнього і недостатнього зволоження. У таких басейнах середньорічна величина стоку залежить від середньорічних величин опадів і випаровування, тобто кліматичних факторів

Фактори підстильної поверхні (грунти, рельєф, озера, болота, розмір басейну) впливають на середній стік, оскільки вони впливають на опади та випаровування, що і впливає з рівняння балансу вологи.

При визначенні впливу факторів підстильної поверхні на величину середньорічного стоку слід розрізняти річки, розташовані в зоні достатнього, недостатнього та нестійкого зволоження. В обох зонах переважають кліматичні фактори, але в зоні недостатнього зволоження невеликі зміни

випаровування (на 5-10 мм за весняний або річний період) під впливом місцевих факторів (характеру ґрунтів або агротехніки) можуть бути значними по відношенню до величини стоку, який в напівпустельних районах знижується до 10-20 мм і нижче. Тому у зоні недостатнього зволоження вплив місцевих факторів на величину середньорічного стоку може бути суттєвим.

Ліс у результаті розпушуючої дії коренів, а також дії лісової підстилки суттєво змінює водно-фізичні властивості ґрунтів, а саме - не збільшує їх загальну діючу шпаруватість та водопроникність. Завдяки цьому лісові ґрунти переводять значну частину поверхневого стоку талих і дощових вод у ґрунтовий, і цим самим збільшують меженне живлення річок за рахунок зниження об'єму максимальних витрат води паводків та водопіль. Внаслідок цього внутрішньорічний хід стоку річок із залісеними басейнами становить більше виражений і зарегульований.

Вплив лісу на внутрішньорічний стік більший з важкими суглинними та глинистими ґрунтами, ніж на водозборах з легкими піщаними ґрунтами, оскільки водно-фізичні властивості важких ґрунтів більше змінюються під впливом лісу, ніж легкі піщані, які мають і без лісного покриву велику проникність.

Найбільш сильний вплив на внутрішньорічний хід стоку мають лісові насадження з глибшою кореневою системою. Проте в усіх випадках меженний стік на залісених водозборах значно вищий, ніж на відкритих.

Кількісний ефект регулюючого впливу лісових ґрунтів залежить не тільки від характеру ґрунтів і типу ліса, але й від характеру водотоку: на малих водотоках, які не дреновують ґрунтові води, цей ефект (відносно внутрішньорічного ходу стоку) менший, ніж на великих водозборах, які повністю дреновують підземні води свого басейну.

Така ж картина спостерігається відносно впливу лісових ґрунтів на максимальні витрати води весняних і дощових паводків. Лісові ґрунти значно знижують максимуми талих і дощових вод. Проте з кількісного боку ефект цього зниження залежить значною мірою від розмірів водотоку та глибини врізу його русла.

В гірських районах ліс знижує величину середнього стоку приблизно на 15-20 % , але не через посилену транспірацію лісовою рослинністю, а внаслідок недоотримання лісовими ґрунтами частки зимових опадів, а також внаслідок неповного перехоплення глибинного стоку талих і дощових вод, що просочуються.

Що стосується впливу лісу на сумарний річний стік річок рівнинних районів, то середня величина стоку більша на залісених водозборів, ніж на менш залісених (на 10-20 % у лісовій зоні та на 20-40 % - у степовій).

При загальній підвищеній величині сумарного річного стоку річок з більш залісеними водозборами частка поверхневої складової стоку у них

менша за рахунок значного збільшення підземного стоку, що зумовлено властивостями лісових ґрунтів.

Таким чином, в рівнинних умовах ліс та лісові ґрунти не тільки не зменшують середню величину стоку, але й збільшують її на 10-40%, причому це збільшення у зоні недостатнього зволоження більше, ніж у зоні надмірного зволоження, що пояснюється більшою контрастністю температур повітря та величини сумарного випаровування на відкритих і залісених ділянках у лісостеповій та степовій зонах, ніж на тих же ланках лісової зони.

Вплив озер на сумарну величину річного стоку залежить від співвідношення випаровування з водної поверхні та суші.

У зонах надмірного зволоження, де випаровування з водної поверхні близьке до випаровування з суші, додаткові витрати на випаровування з поверхні озер відносно невеликі і зниження величини річного стоку під впливом озер становить незначну частку по відношенню до зональної величини стоку у цьому районі.

У зоні недостатнього зволоження, де випаровування з водної поверхні значно перевищує величину випаровування з суші, озера можуть не тільки зменшити сумарну величину сумарного стоку, але й збільшити його мінливість внаслідок значного зниження стоку маловодних років і збільшення таким чином амплітуди коливань річного стоку.

Величина зниження річного стоку під впливом озер може визначатись на основі рівняння водного балансу, яке для безозерного та озерного басейнів має вигляд:

$$Y_{\bar{o}.oz} = X - E_c; \quad (3.21)$$

$$Y_{oz} = X - E_c - (E_o - E_c)f_{oz}, \quad (3.22)$$

де $Y_{\bar{o}.oz}$ та Y_{oz} – середній багаторічний стік безозерного та озерного басейнів, мм;

X – середньорічні опади, мм;

E_o – середньорічне випаровування з водної поверхні, мм;

E_c – середньорічне випаровування з суші, мм;

$f_{oz} = F_{oz} / F_{\bar{o}}$ – озерність басейну в частках від одиниці. Усі величини виражаються в міліметрах шару, віднесеного до площі басейну.

Віднімаючи (3.21) з (3.20), отримаємо зниження величин стоку під впливом озер ΔY

$$Y_{\bar{o}.oz} - Y_{oz} = \Delta Y = (E_o - E_c)f_{oz}. \quad (3.23)$$

З виразу (3.23) очевидно, що зменшення величини річкового стоку під впливом озер залежить від різниці між випаровуванням з водної поверхні та випаровуванням з суші, яка зростає зі збільшенням посушливості клімату, тобто змінюється зонально і як наслідок величина $\Delta Y / Y_{б.оз}$ також змінюється по географічних зонах.

Таким чином, регулююча роль озер залежить від конкретних географічних умов: при надмірному та достатньому зволоженні озера регулюють внутрішньорічний хід без зменшення суттєво величини сумарного стоку; при недостатньому зволоженні і особливо в напівпустельних районах під впливом озер зменшується як середня величина стоку, так і, особливо, стік маловодних років.

Внаслідок цього збільшується контрастність у багаторічному розподілі стоку, яка виражається коефіцієнтом варіації, при незначному регулюванні внутрішньорічного ходу та екстремальних величин стоку.

Вплив боліт на середньорічний стік, також як і озер, залежить від конкретних географічних умов, які визначаються різницею між випаровуванням з водної поверхні та випаровуванням з суші. Крім того, впливають місцеві умови ґрунтового живлення низинних боліт.

У дощові роки чагарникові заболочені землі зменшують випаровування і збільшують річний стік, причому це збільшення може досягати при 100-відсотковій заболоченості приблизно на 120 мм або 40 % від середньої величини стоку.

В маловодні роки заболочені землі в протилежність дощовим рокам не збільшують стік, а випаровують трохи більше вологи, ніж суходільні відкриті поля та сінокоси. Зменшення стоку в маловодні роки відбувається головним чином за рахунок стоку ґрунтових вод.

На основі цього можна зробити висновок, що в умовах достатнього та надмірного зволоження болота не зменшують величину середнього стоку, а (або) дещо збільшують або не змінюють його. В умовах же недостатнього зволоження болота, як і озера можуть трохи знизити величину стоку за рахунок збільшеного випаровування з поверхні боліт в порівнянні з випаровуванням з суші.

Що стосується впливу боліт на літні паводки, то вони залежать як від типу паводків, так і від попередньої паводку висоти стояння ґрунтових вод. Зливові паводки, спричинені короткими та інтенсивними зливами, будуть повністю поглинатись в болотному мікрорельєфі внаслідок малого об'єму цих паводків. Максимум дощових паводків, спричинених довгими дощами, які випали у період низького стояння ґрунтових вод, знижуються під впливом боліт у тій же мірі, як і максимуми весняного водопілля. Опаді, які випали при високому стоянні рівня ґрунтових вод на болотах, менше акумулюються болотами, ніж талі води, які стікають при зниженому

стоянні рівня ґрунтових вод. Максимальні витрати води цих паводків під впливом боліт знижуються незначно.

Головними агротехнічними заходами, які впливають на річний стік, є розорювання земель (особливо в районах недостатнього зволоження). Осіння (зяблева) оранка для зберігання вологи у ґрунті, снігозатримання, посадка лісових смуг - всі ці агротехнічні заходи сприяють збільшенню шпаруватості та проникності ґрунтів, посиленню інфільтрації талих вод у результаті чого знижується поверхневий стік зі схилів.

В маловодні роки при малих снігозапасах величина поверхневого стоку з розораних схилів знижується до нуля, а в багатоводні роки, навпаки, не набагато нижча за величину стоку з покритих травою схилів.

Крім того, у степових районах значна частина снігу з відкритих ділянок, особливо з розораних, незахищених трав'яним покривом, і зі схилів здувається у русла гідрографічної мережі.

Вплив на річковий стік інших видів господарської діяльності людини, зокрема, будова водосховищ у руслах річок з метою регулювання стоку позначається головним чином в зоні достатнього та надмірного зволоження на перерозподілі стоку всередині року.

3.2.1 Зональні, азонаньні та інтразонаньні фактори

Зональні фактори, тобто ті, які мають неперервний розподіл по широті.

Коли ми говоримо про зональність, зазвичай розуміється просторова закономірність в зміні кліматичних, а отже, і гідрологічних величин. Основні зональні фактори – це кліматичні (t^0 , X , E). Саме ці складові впливають на річний стік [3].

Запишемо рівняння водного балансу

$$Y = X - E. \quad (3.24)$$

Прихідна частина: X – опади, змінюється по території з півдня на північ.

Витратна частина: E – випаровування з поверхні суші збільшується з півночі на південь, досягає максимальної величини в центральній частині території, потім зменшується у зв'язку з дефіцитом вологи. Тому, розглядаючи рівняння водного балансу, можна зробити висновок, що величина стоку Y буде збільшуватися у напрямку з півдня на північ.

Азонаньні фактори, не пов'язані з географічним положенням.

Наприклад, у межах рівнинної території основною є широтна зональність. У гірських районах широтна зональність змінюється висотною поясністю.

Повернемося до рівняння водного балансу: з метеорології відомо, що зі збільшенням висоти кількість опадів X збільшується та знижується температура повітря t^o (на 1^o-6^o C на кожні 100 м в залежності від вологості повітря). Якщо температура t^o знижується, то випаровування E зменшується, тому стік Y зростає з висотою.

Інтразональні фактори – це фактори, зумовлені географічним положенням, але всередині зони можуть коливатися в широких межах. До таких факторів належать залісеність та заболоченість водозборів.

Рослиність, пов'язана з лісовою зоною, але всередині цієї зони ліс може взагалі бути відсутнім, а в інших зонах може досягати 100 %.

Заболоченість пов'язана з географічним положенням, з одного боку, а з іншого - може змінюватись в середині зони в широких межах. Відомо, що в посушливих степах болота відсутні, а в зоні надмірного зволоження вони є важливою властивістю підстильної поверхні. Але, якщо подивиться на заболоченість річок тієї ж самої зони надмірного зволоження, то вона теж змінюється від 0 % до 25 % і більше.

Те ж саме відноситься до ґрунтів. В загальному вони зональні і змінюються в напрямку з півночі на південь від підзолистих до чорноземних, а ще південніше - до каштанових, але всередині водозбору мають мозаїчний розподіл.

Запитання для перевірки

1. Надайте визначення норми стоку
2. Які фактори впливають на величину річного стоку?
3. Що таке зональні фактори?
4. При яких рядах спостережень обчислюють норму річного стоку?
5. Що визначає один цикл коливання водності?
6. Що таке азональні фактори?
7. Як розраховується норма річного стоку при короткому періоді спостережень?
8. Які прийоми згладжування часових рядів річного стоку існують?
9. Які фактори називаються інтразональними?
10. Що таке розрахунковий період?

11. Як визначити норму річного стоку за методом водного балансу?
12. Який ряд вважається коротким при визначенні норми річного стоку?
13. В яких межах знаходиться допустима похибка обчислення норми річного стоку?

4 МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ ТА ВЕСНЯНИХ ПОВЕНЕЙ

Максимальний стік – це одна з характеристик гідрологічного режиму річок.

Він має велике значення при проектуванні та експлуатації гідротехнічних споруд на річках. Неправильні розрахунки максимального стоку можуть спричинити катастрофічні наслідки для населених пунктів і будов, що розміщених вздовж течії річки. Тому перед проектувальниками стоїть відповідальна задача – надійно та ефективно розрахувати максимум стоку. При розрахунку максимального стоку необхідно дотримуватись двох умов: забезпечити безпеку споруд за період її роботи та економічну ефективність [3].

Під час визначення розрахункового максимального стоку для кожного виду будівництва береться щорічна ймовірність перевищення цієї величини, яка регламентується діючими нормативними документами.

Максимальні витрати води на річках спостерігаються як при випадінні дощів, так і при таненні сезонних снігів. Також має місце формування на річках максимальних витрат води змішаного походження, коли на основну хвилю повені накладається дощовий стік. Весняне водопілля охоплює одночасно великі території, а дощові паводки мають локальний характер.

4.1 Максимальний стік. Фактори формування

Максимальний стік – це процес формування високого стоку в формі весняних повеней і дощових паводків.

Всі фактори, які впливають на формування **весняного стоку**, можна поділити на дві головні групи [1,3]:

а) фактори метеорологічні, які визначають інтенсивність сніготанення та утворення талих вод, а також втрати вологи на випаровування;

б) фактори підстильної поверхні, які визначають величину акумуляції талих вод на поверхні басейну та інфільтрації у ґрунт, характер розподілу снігу на поверхні басейну і стікання талих вод на схилах і в руслах річок.

Головними метеорологічними факторами, які визначають інтенсивність утворення талих вод зі снігу, є сонячна радіація і теплообмін з повітрям.

Роль різних факторів сніготанення залежить від типу весни і географічного положення району.

В залежності від основного фактора весняне сніготанення може відбуватись: за рахунок надходження сонячної радіації (це солярний тип сніготанення, коли весна без дощів з сонячними днями та невеликими від'ємними температурами повітря), адвекції тепла (адвективний тип – весна з похмурою погодою, температурою повітря вищою від нуля і відсутністю прямої сонячної радіації), у разі випадання рідкісних опадів (плювіальний тип), але найчастіше за рахунок поєднання цих факторів.

Чинники підстильної поверхні, а саме: рельєф, рослинність, характер снігового покриву та ґрунтів також мають значний вплив на інтенсивність віддачі талої води у ґрунт, зумовлюючи її акумуляцію та перерозподіл як усередині снігу, так і на поверхні басейну і в ґрунтах. Під водовіддачею снігового покриву розуміють процес надходження на поверхню ґрунту залишкової гравітаційної води. Різниця між інтенсивністю сніготанення і водовіддачею велика в початковій стадії танення снігу. У період водовіддачі співвідношення між ними визначається рівнянням

$$h_g = h_c / (1 - \gamma), \quad (4.1)$$

де h_g – інтенсивність водовіддачі;

h_c – інтенсивність сніготанення;

γ – водоутримувальна здатність снігу, яка визначається його структурою.

Інтенсивність сніготанення безпосередньо не вимірюється, а визначається непрямими методами: а) за рівнянням теплового балансу; б) способом температурних коефіцієнтів; в) за рівнянням водного балансу з використанням снігомірних зйомок. Розрахунок h_c за рівняннями теплового та водного балансів використовується без особливих пояснень. Метод температурних коефіцієнтів, який описує адвекційний тип сніготанення, спирається на вираз

$$h_c = k_t \sum t_+, \quad (4.2)$$

де k_t – температурний коефіцієнт, який, як видно з (4.2), є шар талої води на 1° додатної температури.

Фактори дощового стоку поділяються на два види: метеорологічні та підстильної поверхні.

До метеорологічних факторів в цілому відносяться рідкі опади у вигляді дощів різної інтенсивності та тривалості.

На формування дощових паводків головний вплив мають зливи і зливові дощі. Вони відрізняються більшою змінністю інтенсивності у часі. В ході цих видів дощів розрізняють початкову частину дощу з відносно невеликою інтенсивністю, центральну частину, або ядро, та хвостову частину, або шлейф.

В формуванні максимумів дощових паводків головне значення має центральна частина, або ядро, зливної дощу з порівняно невеликою інтенсивністю.

У початковій частині дощу відбувається початкове зволоження ґрунту і заповнення депресій мікрорельєфу, шлейф зливи викликає деяке подовження спаду, або додаткові невеликі підйоми на спаді. Тривалість центральної частини зливого дощу невелика та складає невелику частину тривалості всього зливого дощу. Шар дощу, який випав за цей же час, становить 80-90 % і більше від усього шару дощу.

Загальна тривалість дощів недостатня для їх характеристики стосовно оцінки стокового ефекту: необхідно враховувати тривалість їх ефективної частини, під час якої інтенсивність дощу перевищує інтенсивність інфільтрації, тобто так звану тривалість водовіддачі, під час якої і відбувається процес стоку.

Всю сукупність факторів підстильної поверхні можна умовно поділити на дві групи: фактори схилового та руслового стоку.

До перших відносяться лісистість, заболоченість, карст та інші, які впливають на тривалість і шар надходження води зі схилів до руслової мережі.

Серед факторів руслового стоку треба виділити озера, водосховища і ставки, які здійснюють трансформацію максимальної витрати води за рахунок регулюючої призми. У районах недостатнього зволоження водойми руслового типу зменшують шар стоку, тобто відбувається редукція шару стоку.

4.2 Методи розрахунку максимального стоку дощових паводків і весняних повеней

При розрахунках гідрологічних характеристик, у даному випадку максимальних витрат води, необхідно враховувати три можливих випадки: тривалі гідрометричні ряди вимірювань стоку, короткі ряди вимірювань, відсутність вимірювань.

При тривалих рядах спостережень максимальні витрати води різної ймовірності перевищення обчислюються за допомогою відомих статистичних підходів. За недостатніх даних вимірювань ряди спостережень при-

водяться до багаторічного періоду за річками – аналогами з довгими рядами. За відсутності спостережень максимальні витрати визначаються за формулами та картами.

Всі сучасні методи, формули і розрахункові схеми можливо поділити на дві групи. До першої відносяться ті, що побудовані на основі схематизації схилового і руслового гідрографів. Другу групу складають методи, які спираються на спрощену гідромеханічну теорію формування максимального стоку. Ті й інші підходи в однаковій мірі застосовні як для весняної повені, так і для дощових паводків. На практиці більше застосовуються формули першої групи [1]. Вихідним для них є рівняння

$$Q_m = k_{\phi} W_n / T_n, \quad (4.3)$$

де Q_m – максимальні витрати води, м³/с;

k_{ϕ} - коефіцієнт часової нерівномірності стоку (залежить від форми руслового гідрографа);

W_n - об'єм руслового стоку, м³;

T_n - тривалість водопілля чи паводка, д.

До теперішнього часу запропоновано досить велику кількість формул і методів для розрахунку максимального стоку невивчених річок і тимчасових водотоків. Про це свідчить і класифікація розрахункових моделей максимального стоку, запропонована Д.Л.Соколовським [2]. Він для стоку весняного водопілля виділяє дві групи формул: об'ємного та редуційного типів. Запропонована класифікація достатньою чіткістю не відрізняється, оскільки вона проведена без глибокого аналізу вихідних модельних і фізичних передумов. Є.Д.Гопченко [1, 3] показав, що об'ємні формули базуються на тій же методичній основі, що й редуційного типу.

У роботі багатьох авторів відзначається, що визначні дощові паводки відрізняються компактністю з добре вираженою одномодальною формою у вигляді нелінійного трикутника, що спрощує їх математичну формалізацію. Більш складним є аналітичний опис графіків схилового притоку у період сніготанення, тому що вони включають в себе ряд добових хвиль. Завдяки запропонованому Є.Д.Гопченком і Є.Л.Бояринцевим [4] прийому згладжування графіків водовіддачі, таким чином, щоб головна добова хвиля припливу зберігалась без істотних викривлень, вдається схиловий та русловий гідрографи паводків і водопіль описати типовими рівняннями [5]:

а) схилового стоку

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (4.4)$$

б) руслового стоку

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^{m_1} \right], \quad (4.5)$$

де q'_t , q_t – ординати представлених в розгортці від максимального значення графіків схилового і руслового стоку, л/(с·км²);

q'_m та q_m – їх максимальні значення, л/(с·км²);

T_0 та T_n – тривалості схилового і руслового гідрографів, д.

Згідно з [1], при осередненні по території тривалості припливу води зі схилів у руслову мережу всі редуційні коефіцієнти інтегрально можна відобразити через площу водозбору F , тобто

$$\frac{k_m k_y}{1 + \frac{t_p}{T_0}} = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (4.6)$$

Тоді [9]

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (4.7)$$

де $k_0 = \left(\frac{n+1}{n} \right) / T_0$ - коефіцієнт схилової трансформації.

Вираз (4.7) у гідрологічній практиці відомий як формула Д.Л.Соколовського-К.П.Воскресенського, широко застосовувана для побудови методик розрахунку максимального стоку весняного водопілля. На основі (4.7) побудований і нормативний документ СНіП 2.01.14-83 [6].

Редуційні формули відображають редуцію (спадання) модулів максимального стоку зі збільшенням площі водозборів.

Об'ємні формули визначають максимальні витрати води, як функцію об'єму водопілля, його тривалості та геометричної форми. Вони основані на схематизації гідрографів.

Структуру об'ємної формули можна визначити з рівняння (4.5) після його інтегрування по T_n і подальших перетворень [3]:

$$q_m = \frac{m_1 + 1}{m_1} \cdot \frac{Y_m}{T_n}. \quad (4.8)$$

Для невивчених річок нормативний документ СНіП 2.01.14-83 рекомендує обчислювати максимальні витрати води за формулою, подібною до рівняння (4.7)

$$q_p = \frac{k_0 Y_p}{(F + b)^n} \mu \delta_1 \delta_2 \delta_3, \quad (4.9)$$

де k_0 – коефіцієнт дружності повені;

Y_p – розрахунковий шар весняного стоку ймовірністю щорічного перевищення $P\%$ (встановлюється залежно від коефіцієнта варіації C_V і відношення C_S / C_V цієї величини, а також середнього багаторічного шару стоку Y_m , який визначається за річками–аналогами, картами або за інтерполяцією), мм ;

μ - коефіцієнт, що враховує нерівність статистичних параметрів шару стоку і максимальних витрат води;

$\delta_1 \delta_2 \delta_3$ - коефіцієнти, які враховують зниження максимальних витрат води в лісистих, заболочених і зарегульованих (ставками, водосховищами, озерами) басейнах;

b - параметр, який враховує уповільнення редукації відношення q_p / Y_p в діапазоні невеликих водозборів.

При розрахунках максимальних витрат дощових паводків за відсутності спостережень СНіП 2.01.14-83 при $F < 200 \text{ км}^2$ рекомендує формулу такого вигляду [6]

$$Q_p = q_p F = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_3} \lambda_p \delta_2 \delta_3 \delta_4, \quad (4.10)$$

де q_{200} – модуль максимальної витрати води щорічної ймовірності перевищення $P=1\%$ (при $\delta_2 = \delta_3 = \delta_4 = 1$), приведений до умовної площі водозбору, яка дорівнює 200 км^2 ;

λ_p - перехідний коефіцієнт від максимальних миттєвих витрат води щорічної ймовірності перевищення $P=1\%$ до максимальних витрат води іншої ймовірності перевищення;

$\delta_2 \delta_3$ - коефіцієнти, що враховують зменшення максимальних витрат під впливом заболоченості та водоймищ проточного типу.

Показник n_3 районований, а множник δ_4 , який враховує змінювання параметра q_{200} з висотою водозбору в гірських районах, визначається за даними вивчених річок.

Також для розрахунку максимальних витрат води існують формули **граничної інтенсивності**, в них максимальний модуль q_m ув'язується з інтенсивністю опадів і коефіцієнтом стоку

$$q_m = a_\tau \cdot \eta, \quad (4.11)$$

де a_τ - інтенсивність опадів за розрахунковий час τ ;

η - коефіцієнт стоку $\eta = \frac{Y}{x}$;

τ - розрахункова тривалість, яка визначається за часом добігання $\tau = t_p + t_c$.

Генетичні формули – основані на аналізі процесу формування стоку

$$q_m = \frac{Y_m \cdot \varphi}{t_p}, \quad (4.12)$$

де Y_m - шар стоку за паводок або повінь, мм;

t_p - час руслового добігання, д;

$\varphi = Y_{t_p} / Y_m$ - коефіцієнт діючого шару стоку.

Ця формула підходить більш для прямокутної форми басейнів.

Запитання для перевірки

1. Надати визначення максимального стоку.
2. Які фактори формують максимальний стік весняної повені?
3. Перерахуйте фактори дощового стоку, як вони впливають на нього?
4. За якими формулами розраховують максимальний стік весняної повені?
5. У чому полягає суть прийому згладжування графіків водовіддачі, який запропонували Є.Д.Гопченко і Є.Л. Бояринцев?
6. Які формули для розрахунку максимальних витрат води дощових паводків і весняних повеней за відсутності даних спостережень рекомендує нормативний документ СНіП 2.01.14-83?

7. Який вигляд має редуційна формула Д.Л.Соколовського – К.П.Воскресенського?
8. Записати генетичну формулу і формулу граничної інтенсивності.

5 РОЗРАХУНКИ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРІШНЬОРІЧНОГО РОЗПОДІЛУ СТОКУ

Під **внутрішньорічним розподілом стоку** розуміють розподіл стоку по сезонах, місяцях, декадах. Розрізняють календарний та не календарний розподіл стоку всередині року. Календарний розглядається у межах декад, місяців і сезонів. Не календарний розподіл не пов'язується з хронологічними термінами, а подається у вигляді кривих тривалості добових витрат. Залежно від призначення внутрішньорічний розподіл визначається за типовими або розрахунковими схемами [1].

5.1 Фактори внутрішньорічного розподілу стоку

Протягом року стік річок розподілений нерівномірно. Це зумовлено внутрішньорічною мінливістю метеорологічних чинників. На деякій частині світу характерними рисами гідрологічного режиму водних об'єктів суші є: весняна повінь, літньо-осінні паводки та зимова межень. Формування весняного водопілля пов'язане з таненням сезонних снігів. Воно супроводжується високими рівнями і витратами води, нерідко з виходом води на заплаву, а в окремі роки має характер повені. Після закінчення весняної повені, якщо вона не переривається дощовими паводками, рівні води у річках поступово знижуються до межових, коли в живленні річки беруть участь підземні води. Дощові паводки в літній сезон нерідко порушують межень. У районах з паводковим режимом у теплу пору року літня межень може не відбутись. Восени, коли зменшується випаровування та збільшується число днів з опадами, стік річок збільшується. При від'ємних температурах повітря стік річок поступово зменшується, досягаючи до кінця зими найменших за рік значень. Якщо зимою відзначаються відлиги, особливо в південних районах, то зимова межень формується не тільки за рахунок підземних вод, але й за рахунок поверхневих. Так можна охарактеризувати внутрішньорічний розподіл стоку.

Внутрішньорічний розподіл стоку змінюється під впливом місцевих та антропогенних факторів. Регуляторами стоку можуть бути водоймища сезонного або багаторічного регулювання (озера, водосховища, ставки). Вирівнюванню внутрішньорічного ходу стоку сприяє карст. Протягом коротких відрізків часу вирівнювальним фактором є лісистість. Вона переводить частину поверхневого стоку в підземний, який відрізняється великою зарегульованістю. Це відноситься лише до великих водозборів забезпечених ґрунтовим живленням. Стік малих річок лісистість не регулює, а

лише зменшує його в зв'язку з невеликою глибиною ерозійного врізування русел річок.

Сприяє вирівнюванню стоку впродовж року також меліорація заболочених та перезволожених земель.

Нерівномірний розподіл стоку в середині року створює певні труднощі для водопостачання, гідроенергетики, судноплавства, зрошення та ін.

Безперебійне водопостачання, зрошення, гарантована виробка електроенергії лімітуються стоком меженних сезонів, що пов'язано з будівництвом водосховищ, ставків для регулювання стоку та раціонального використання природних водних ресурсів.

5.2 Типові схеми розрахунків внутрішньорічного розподілу стоку

Під типовим розподілом стоку розуміють такий розподіл, що найчастіше повторний для даної річки або групи річок протягом року. Типові схеми придатні для класифікації річок і під час гідрологічного районування. Для цього звичайно беруть моделі фіктивних і характерних за водністю років (багатоводні, середньоводні, маловодні). Схеми фіктивного розподілу складаються в результаті усереднення місячних витрат води, а потім виразу їх у відсотках від річної суми або в модульних коефіцієнтах.

Щоб визначити стійкі показники внутрішньорічного розподілу стоку, часові ряди повинні мати тривалість не меншу за 50 років.

Внутрішньорічний розподіл стоку, як правило, розраховується не по календарних, а по водогосподарських роках, починаючи з багатоводного сезону. Межі сезонів при цьому беруться єдиними для всіх років з округленням до повних місяців.

5.3 Розрахунки за методом компонентування

Проектування об'єктів водогосподарського значення завжди ведеться на нормативно задану забезпеченість. Тому ставиться задача складання схеми внутрішньорічного розподілу стоку із заданою ймовірністю перевищення.

В.Г.Андреянов запропонував метод компонентування. Спочатку рік розбивається на два періоди – весну (нелімітуючий) та межень (лімітуючий).

Стік року та межені визначається, виходячи із заданої ймовірності перевищення $P\%$, а стік за весну отримують за різницею $(\sum Q)_{p, \text{рік}}$ та $(\sum Q)_{p, \text{меж}}$ і по кривій забезпеченості весняного сезону $(\sum Q)_{p, \text{весна}}$, встановлюють його забезпеченість P_1 . Меженний період розбивається аналогічно на два сезони: літо – осінь (нелімітуючий) і зима (лімітуючий). Тоді стік нелімітуючого сезону $(\sum Q)_{p, \text{літо-осінь}}$ визначається за різницею $(\sum Q)_{p, \text{меж}}$ та $(\sum Q)_{p, \text{зима}}$, а його розрахункова ймовірність P_2 – по кривій забезпеченості. Отже, за методом компонентування

$$(\sum Q)_{p, \text{рік}} = (\sum Q)_{p_1, \text{весна}} + (\sum Q)_{p, \text{літо-осінь}} + (\sum Q)_{p_2, \text{зима}}. \quad (5.1)$$

За методом компонентування нев'язки розподіляються рівномірно всередині року. Такий прийом побудови розрахункової моделі внутрішньорічного розподілу стоку задовольняє вимоги проектування і не призводить до суттєвого спотворення розподілу реальних років.

Другою частиною розрахункової моделі внутрішньорічного розподілу стоку є складання схем його розподілу всередині сезону. На цьому етапі застосовується модель типового розподілу, яка має деякі особливості.

По-перше, для уникнення вирівнювання стоку типові схеми всередині окремих сезонів розраховуються не для всього періоду спостережень, а по групах водності – багатоводної, середньоводної та маловодної. Групи водності виділяються ранжуванням в порядку зменшення рядів сезонних сум середньомісячних витрат води. Верхня третина цього ряду відповідає багатоводним рокам, нижня – маловодним, а решта років відноситься до середньоводних. По-друге, оскільки стік весняного сезону зазнає різких коливань всередині його меж, то внутрішньосезонне розподілення для нього виконується не по місяцях, а по декадах [3].

Запитання для перевірки

1. Що таке типовий розподіл стоку?
2. Що розуміють під внутрішньорічним розподілом стоку?
3. Які чинники впливають на внутрішньорічний розподіл стоку?
4. Запишіть розрахункову модель внутрішньорічного розподілу стоку за методом В.Г.Андрєянова?
5. Як розподіляється стік річок протягом року?

6 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ

Майже кожна галузь національної економіки використовує інформацію про воду для планування, розвитку і подальшого використання водних ресурсів держави. Комплексне позитивне рішення таких питань в значній мірі спирається на передбачення режиму водних об'єктів, що веде до зростання рівня вимог до гідрологічних прогнозів та інформації з боку споживачів. За даними ВМО, співвідношення між затратами на державні програми з водних ресурсів та отриманої в результаті їх виконання вигоди, в середньому дорівнює як 1 до 10.

Гідрологічне прогнозування направлене на оцінку поточного стану і можливих змін водних ресурсів, їх планування, здійснення «водних» проєктів, а також пом'якшення наслідків стихійних «гідрологічних» лих.

Різноманітність умов формування водного та льодового режимів водних об'єктів (вивченням яких займається гідрологія суші) призвело для створення великої кількості методів аналізу і прогнозу гідрологічних явищ.

Слово «прогноз» складається з двох грецьких слів про- і гносис-, які означають «уперед» та «знання» [10,11].

6.1 Предмет та задачі наукової дисципліни

Гідрологічний прогноз - це науково обґрунтоване передбачення майбутнього стану водних об'єктів (річок, озер, водосховищ) - рівнів та витрат води, кількісних характеристик стоку у різні фази його формування, льодових явищ та ін. Гідрологічні прогнози пов'язані з такими дисциплінами як гідрологічні розрахунки, гідрофізика, гідрохімія та ін.

Предмет вивчення наукової дисципліни – розробка наукових методів прогнозів річкового стоку і льодових явищ на основі вивчення їх розвитку в часі та просторі.

Головними завданнями служби гідрологічних прогнозів на сучасному рівні є оперативне забезпечення владних структур, галузей економіки, населення комплексом гідрологічної інформації про поточний стан водних об'єктів, прогнозами, консультаціями щодо водного і льодового режимів та попередженнями про загрозу та розвиток небезпечних (НЯ) і стихійних гідрологічних явищ (СГЯ), тобто діяльність служби направлена на оцінку та управління ризиками від негативних наслідків катастрофічних гідрологічних явищ.

Вимоги до гідрологічних прогнозів такі:

- своєчасне, на основі прогнозу, інформування на всіх рівнях про не-

безпечні гідрологічні явища і процеси (паводки, водопілля, затори і зажори, селі, снігові лавини, вітрове хвилювання) в залежності від очікуваного масштабу наслідків, наприклад, можливого затоплення території;

- випуск прогнозів та їх подання для таких попереджень у строки, необхідні споживачам;

- відповідність точності і своєчасності (завчасності) прогнозів критеріям оцінки якості гідрологічного прогнозу;

- очна та зрозуміла споживачеві форма представлення гідрологічного прогнозу.

Основними інформаційно-прогностичними матеріалами є: довгострокові і короткострокові прогнози елементів водного і льодового режимів, довгострокові і короткострокові консультації елементів гідрологічного режиму, штормові попередження про гідрологічні небезпечні (НЯ) і стихійні гідрологічні (СГЯ) явища, оперативні аналітичні текстові інформації, довідки про минулий, поточний чи очікуваний гідрологічний режим водних об'єктів.

У різні роки, в залежності від особливостей гідрометрежиму, прогностичними організаціями складається і доводиться до споживачів від 750 до 1000 довгострокових прогнозів і консультацій (завчасність від 16 до 100 діб, їх середня справджуваність становить 85 %) та від 3000 до 8000 - короткострокових (із завчасністю меншою ніж 16 діб, справджуваність в середньому дорівнює 95 %).

Справджуваність усіх видів прогнозів протягом багатьох років знаходиться приблизно на одному рівні, що свідчить про наявність досить надійної методичної бази та інформаційного забезпечення споживачів.

Важливим видом гідропрогностичної діяльності є види, зміст і способи інформування на всіх рівнях про небезпечні гідрологічні явища і процеси (паводки, водопілля, затори і зажори, селі, снігові лавини, вітрове хвилювання), які можуть спричиняти негативні наслідки.

6.2 Основні етапи розвитку гідрологічних прогнозів

Розвиток гідрологічних прогнозів пов'язаний з попитом практики - планування роботи водного господарства, річкового флоту, гідроенергетики, комунального господарства, гідротехнічного будівництва, а також необхідності прогнозу високих повеней і водопіль [10,11].

Перші короткочасні прогнози рівнів води судноплавних річок відносяться до 90-х років XIX сторіччя і ґрунтуються на закономірностях переміщення водних мас зі створів, розташованих вище за течією.

Початок розвитку гідрологічних прогнозів пов'язаний з катастрофічно високим водопіллям 1908 р., коли були затоплені величезні території, міста, сільськогосподарські землі. З цього періоду О.І.Воейков ставив питання щодо здійснення систематичних спостережень за метеорологічними та гідрологічними характеристиками в басейнах річок.

У 1919 році створено Російський гідрологічний інститут, з яким почалося становлення гідрологічних прогнозів як науки.

При цьому виділяються три періоди у розвитку гідрологічних прогнозів.

Перший період (1919-1930 роки), який характеризується накопиченням систематичних даних спостережень і створенням методик прогнозування *на основі емпіричних залежностей*.

Питанням прогнозування рівнів води, висоти майбутнього водопілля присвячені дослідження О.В.Огієвського, В.М.Лебедева, Є.В.Оппокова, Б.О.Аполлова та ін.

У 1929 році створено гідрометеорологічну службу колишнього СРСР.

На другому етапі розвитку (кінець 1930-х-40-ві роки) значні досягнення були отримані в галузі вивчення закономірностей і факторів водного і льодового режимів водних об'єктів. Способи прогнозів стали базуватися на методі *водного балансу* (роботи Б.О.Аполлова, Г.П.Калініна, В.Д.Комарова та ін.).

У зв'язку зі створенням ГЕС на основних крупних річках були створені методи прогнозів припливу води до водосховищ, їх замерзання та розкриття.

У 1935 році перші лекції з курсу «Гідрологічні прогнози» були прочитані у Московському гідрометеорологічному інституті. У 1945 році вийшов перший навчальний посібник Б.О.Аполлова «Гідрологические прогнозы и информации», а в 1960 - перший підручник Б.О.Аполлова, Г.П.Калініна, В.Д.Комарова «Гидрологические прогнозы». У ньому систематизувалися основи короткострокових і довгострокових прогнозів витрат і рівнів води річок, весняного водопілля рівнинних та гірських річок, дощових паводків, появи льодових явищ і встановлення льодоставу на річках, озерах і водосховищах, а також інші види прогнозів.

Комплексне використання водних ресурсів, включаючи й малі річки, потребувало від гідрологічних прогнозів створення *просторових методів прогнозування* в цілому для великих територій, однорідних за фізико-географічними умовами формування стоку.

У наступний третій період (з 40-х років ХХ ст. по сьогоднішній день) відбувається подальше удосконалення методів гідрологічних прогнозів, пов'язане з розвитком математичного моделювання гідрологічних процесів при використанні комп'ютерної техніки.

Основними рисами сучасних методів прогнозування є моделюючі комплекси, які дозволяють математично описувати стокові процеси у динаміці їх розвитку в часі, а також створення просторових моделей прогнозування і представлення прогнозів у картографічному вигляді.

Основні досягнення гідрологічних прогнозів на сучасному рівні:

- розробка наближеної теорії руху паводкових хвиль;
- вивчення динаміки запасів води у річковій мережі та добігання води по руслах;
- дослідження поглинання талих і дощових вод у річкових басейнах;
- математичне моделювання гідрологічних процесів;
- дослідження процесів теплообміну, льодоутворення та формування льодяного покриву на річках, озерах, водоймищах;
- дослідження танення і руйнування льодяного покриву.

Відомі вчені гідрологи: Б.О.Аполлов, В.Д.Комаров, Г.П.Калінін, Є.Г.Попов, О.С.Змійова, Н.Ф.Бефані, Л.С.Кучмент, М.М.Сусідко та ін.

На теперішній час у сучасній оперативній практиці гідрологічного прогнозування в Українському Гідрометцентрі (УкрГМЦ) використовуються науково-методичні розробки Українського гідрометеорологічного інституту (УкрГМІ), об'єднані у прогнозно-моделюючі комплекси за видами прогнозів і групами річкових басейнів: «Тиса», «Дністер», «Прут», комплекс «Sloj 2W», «Sloj 3», з програмним забезпеченням, реалізованим на персональному комп'ютері. Моделі дозволяють математично описувати процеси снігонакопичення, зміни стану поверхні водозбору, сніготанення та стокоутворення - для весняних водопіль, а також процеси розвитку дощових паводків на основі моделювання процесів нерівномірності просторового розподілу опадів, водоутворення, випаровування, фільтрації.

В останні роки в ОДЕКУ (автори Є.Д.Гопченко, Ж.Р.Шакірзанова) розроблені і передані для оперативної роботи в Український ГМЦ (м.Київ) програмні комплекси для територіального довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля деяких рівнинних річок України, який дає можливість у картографічному вигляді представляти очікувані прогнозні величини у модульних характеристиках, а також оцінювати ймовірність їх настання у багаторічному розрізі не залежно від розмірів водозборів і гідрологічної вивченості території.

6.3 Обґрунтування прогнозів. Метод і методика, завчасність прогнозів

Фізичною можливістю прогнозування водного режиму річок є:

- *повільний рух водних потоків*, внаслідок чого є можливість передбачити водність річок за даними гідрологічних спостережень на постах, розташованих вище за течією;

- *запізнення гідрологічних процесів порівняно з метеорологічними*, які зумовлюють надходження води на водозбір (випадіння опадів, танення снігу). При цьому необхідною є оцінка кількості води, яка стече у річки та частки втрат води на випаровування, інфільтрацію у ґрунти, затримку у безстічних пониженнях мікрорельєфу на водозборі.

Передбачення будь-якого елемента водного або льодового режиму річок, озер та водосховищ потребує:

- 1) розробки наукової методики прогнозування явища;
- 2) організації випуску прогнозів за матеріалами поточної гідрометеорологічної інформації.

Методика прогнозування розробляється на основі загального методу прогнозу.

Метод прогнозу - це науково обґрунтований спосіб вирішення прогнозної задачі, пов'язаний з характером і об'ємом інформації про прогнозоване явище та його фактори, відомі на дату випуску прогнозу і відповідно меті прогнозу.

Розробка методики прогнозу - це встановлення кореляційних зв'язків і залежностей між прогнозованим явищем і факторами, які його визначають, в конкретних фізико-географічних умовах на базі наукового методу.

Метод гідрологічного прогнозу пов'язаний з математичною моделлю, а методика - з її реалізацією.

Завчасність гідрологічного прогнозу - це період часу між датою складання прогнозу і датою спостереження прогнозованого гідрологічного явища.

6.4 Класифікація гідрологічних прогнозів

Гідрологічні прогнози класифікуються по декількох групах. Перша група прогнозів формується *по явищах*, яка прогнозується:

- прогнози водного режиму;
- прогнози льодового режиму.

Друга група прогнозів формується *по закономірностях*, на основі яких складається прогноз:

- прогнози, оснований на закономірностях процесів, що відбуваються в русловій мережі (наприклад, метод відповідних рівнів води, прогнози за русловими запасами);
- прогнози, оснований на закономірностях процесів, які відбувають-

ся на басейні (наприклад, прогнози шарів стоку дощових паводків і весняного водопілля);

- прогнози, основані на закономірностях процесів атмосферної циркуляції (наприклад, довгострокові прогнози дат льодових явищ та строків проходження весняного водопілля).

Третя група прогнозів формується *за завчасністю*:

- короткострокові прогнози (завчасність менша ніж 12-15 діб);
- довгострокові прогнози (завчасність від 12-15 діб до 3 місяців);
- понаддовгострокові прогнози (завчасність понад 3 місяці).

Деякі автори вважають за доцільне поділяти прогнози, виходячи з площі, на яку вони розповсюджуються. Це є прогнози *локальні*, коли вони відносяться до окремих гідростворів, ділянок річок, озер та водосховищ, але є *територіальні* (фонові) прогнози, які охоплюють прогностичною інформацією значні за розмірами площі.

6.5 Етапи розробки методик гідрологічного прогнозу

При розробці методики гідрологічного прогнозу потрібно використовувати декілька методів прогнозування. Розробка методики прогнозу повинна вмещувати такі етапи:

- 1) вибір методу дослідження на основі аналізу фізичних умов формування явища;
- 2) визначення мети прогнозу заданої завчасності;
- 3) аналіз фізико-географічних умов формування явища в конкретному басейні;
- 4) вибір наукового методу прогнозування;
- 5) розробка методики прогнозування:
 - збір та обробка необхідної вихідної гідрометеорологічної інформації за багаторічний період;
 - встановлення прогнозних залежностей і визначення параметрів цих залежностей;
 - оцінка якості та ефективності методики прогнозу;
- 6) складання технічної записки;
- 7) складання схеми випуску прогнозу:
 - якісна обробка та аналіз оперативної вихідної інформації;
 - складання прогнозу за методикою;
 - уточнення прогнозу за даними поточної інформації;
 - оцінка прогнозу.

Запитання для самоперевірки

1. Що розуміється під методом і методикою гідрологічних прогнозів?
2. Яка класифікація гідрологічних прогнозів використовується?
3. Назвіть основні етапи розвитку гідрологічних прогнозів. У чому полягають наукові досягнення в кожному з них?
4. Які основні досягнення гідрологічних прогнозів на сучасному рівні?
5. Чим визначається період завчасності гідрологічного прогнозу?
6. Які етапи розробки методик гідрологічних прогнозів?

7 ОЦІНКА СПРАВДЖУВАНOSTI ПРОГНОЗІВ ТА ЕФЕКТИВНОСТІ МЕТОДИК ГІДРОЛОГІЧНОГО ПРОГНОЗУВАННЯ

7.1 Похибка гідрологічного прогнозу. Визначення допустимої похибки прогнозу

Встановлений кореляційний зв'язок $Y = f(X)$ – є основою розробленої методики гідрологічного прогнозу (водного режиму).

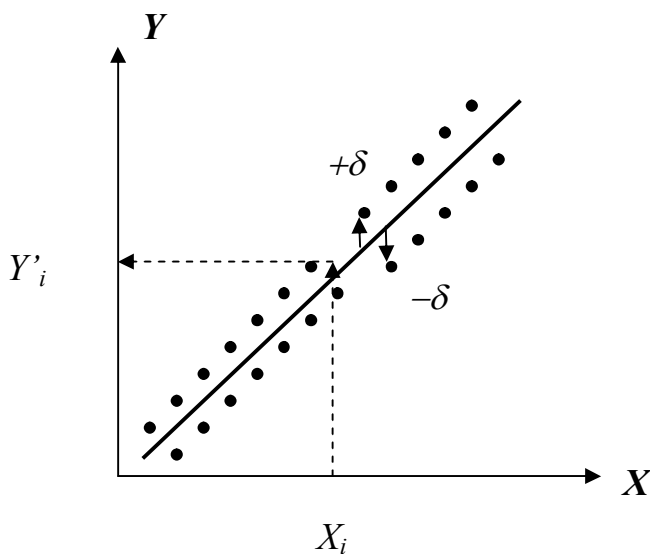


Рис.7.1 – Кореляційний зв'язок $Y = f(X)$

ній діяльності Українського гідрометцентру [12,20], оцінка прогнозу здійснюється при визначенні справджуваності даного прогнозу при співставленні похибки прогнозу з допустимою похибкою.

Похибка прогнозу δ – це різниця між спостереженим значенням величини Y_i та значенням, визначеним у прогнозі Y'_i

$$\delta = Y_i - Y'_i. \quad (7.1)$$

Допустима похибка прогнозу визначається в залежності від природної змінності прогнозованого явища. Відомо, що статистичною мірою змінності випадкової величини є її середнє квадратичне відхилення

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}{n-1}}, \quad (7.2)$$

Ступінь відхилення точок від лінії зв'язку буде визначатися ступенем впливу не врахованих факторів.

Прогноз здійснюється так: за відомими значеннями X_i знімають з лінії зв'язку (рис.7.1) значення функції Y_i .

Згідно з керівними документами, що діють в оператив-

де Y_i – значення прогнозованої величини;
 \bar{Y} – середнє багаторічне значення прогнозованої величини;
 n – кількість членів ряду.

За допустиму похибку прогнозу $\delta_{\text{доп}}$ береться найбільш ймовірне відхилення прогнозованої величини від норми, тобто

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0,674 \cdot \sigma. \quad (7.3)$$

Таким чином, **допустима похибка прогнозу** $\delta_{\text{доп}}$ - це ймовірне відхилення прогнозованої величини від середнього значення (норми) гідрологічної величини.

Визначення $\delta_{\text{доп}}$ за формулою (7.3) відбувається звичайно при довгострокових прогнозах водного режиму (наприклад, прогноз шару стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля, середніх витрат води меженого періоду).

Якщо прогнозується не сама величина Y , а її зміна за період завчасності прогнозу (звичайно, короткострокові гідрологічні прогнози), то допустима похибка визначається в залежності від варіації відхилення елемента за період завчасності

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0.674 \cdot \sigma_{\Delta}, \quad (7.4)$$

де σ_{Δ} – середнє квадратичне відхилення зміни прогнозованої величини за період завчасності прогнозу від норми цієї зміни

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n-1}}, \quad (7.5)$$

де Δ_i – зміна прогнозованої величини за період завчасності прогнозу (різниця між її кінцевим (в час $(t+1)$) і початковим (в час t) значенням, наприклад, рівнів води в річці (рис.7.2), отримаємо $\Delta H = H_{t+1} - H_t$, см);

$\bar{\Delta}$ - середнє значення цих змін;
 n – кількість членів ряду.

Прогноз вважається справджуваним, якщо абсолютна величина його похибки менша або дорівнює допустимій

$$\delta \leq \delta_{\text{доп}}. \quad (7.6)$$

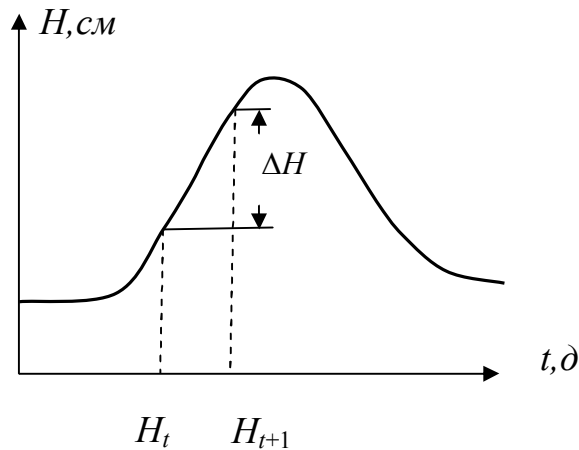


Рис.7.2 – Графічне визначення величини ΔH , см

Слід відзначити, що існує зв'язок між $\delta_{\text{дон}}$ та завчасністю прогнозу: при збільшенні останнього підвищується й допустима похибка.

Вибір формули для розрахунку допустимої похибки прогнозу визначається в залежності від виду прогнозу та дати його випуску прогнозу (ДВП).

Слід зазначити, що при збільшенні завчасності прогнозу точність його звичайно зменшується.

7.2 Оцінка методики гідрологічного прогнозу

Для оцінки ефективності методики прогнозу існують два критерії:

1. Критерій якості (ефективності) методики. Мірою точності методики є середня квадратична похибка перевірних прогнозів

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y'_i)^2}{n}}, \quad (7.7)$$

де Y'_i - прогнозне значення величини Y_i .

Критерієм якості та ефективності методики є відношення S/σ або S/σ_{Δ} . Величина відношення показує в скільки разів варіація функції (прогнозованої змінної Y) менша від варіації аргументу (вихідної змінної).

Середнє квадратичне відхилення σ можна взагалі розглядати як середню квадратичну похибку прогнозу за нормою (природний метод прогнозу).

Прогноз за розробленою методикою буде більш ефективний, ніж прогноз за нормою, якщо $S < \sigma$.

Методика буде ефективною, якщо

$$0 \leq \frac{S}{\sigma} \leq 0,8, \quad (7.8)$$

тобто зменшення величини S/σ свідчить про підвищення якості методики прогнозу.

2. Забезпеченість методики (забезпеченість допустимої похибки), під якою розуміють кількість випадків – прогнозів, які є справджуваними, від загальної кількості складених прогнозів, у відсотках:

$$P = \frac{m}{n} 100 \%, \quad (7.9)$$

де m – кількість випадків (прогнозів), похибка яких не перевищувала допустиму;

n – загальна кількість прогнозів, складених за даною методикою.

Методика прогнозу вважається ефективною, якщо забезпеченість допустимої похибки за методикою не менш, ніж на 10 % перевищує забезпеченість прогнозів за нормою (50 %), тобто мінімальне значення P % перевірених прогнозів повинне бути

$$P \geq 60 \%. \quad (7.10)$$

Таким чином, при $S/\sigma = 0,8$ маємо нижню межу забезпеченості допустимої похибки $P = 60$ %, тобто на 10 % вищу, ніж ймовірне відхилення величини від середнього.

Виходячи з точності спостережень за гідрометеорологічними величинами і оцінки розроблених методик прогнозу, визначена така шкала оцінок їх точності (при $n \geq 25$) [10-12]:

S/σ	P %	Категорія якості методики прогнозу
$\leq 0,5$	≥ 82	добра
0,51-0,80	81-60	задовільна

7.3 Оцінка точності прогнозів дат настання гідрологічних явищ

В гідрологічній практиці широкий розвиток мають прогнози строків (дат) утворення осінніх і весняних льодових явищ на річках, озерах та водосховищах, а також прогнози дат настання характерних періодів водності річок, взагалі весняного водопілля.

Оцінка прогнозів дат настання явищ. При довгострокових прогнозах такого роду оцінка якості прогнозу виконується в залежності від дати випуску прогнозу (ДВП). На осі часу виділимо найранішу дату (Д_{нр}) настання явища і найпізнішу (Д_{нп}). Різниця між цими датами являє собою багаторічну амплітуду дат А_м.

I. Нехай дата випуску прогнозу буде ранішою за найранішу дату:



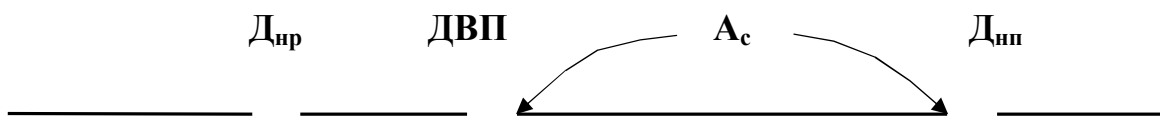
Тоді середнє квадратичне відхилення σ визначається в такий спосіб:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta_i^2}{n-1}}, \quad (7.11)$$

де $\Delta_i = D_i - \bar{D}$ - відхилення дат настання явища від середньої дати за багаторічний період спостережень і допустима похибка визначається за (7.3)

$$\delta_{\text{дон}} = \pm 0,674 \cdot \sigma.$$

II. Якщо ж дата випуску прогнозу знаходиться в діапазоні від найранішою до найпізнішою, то допустима похибка прогнозу визначається в залежності від σ , розрахованого за (7.11), та від співвідношення A_c/A_m за спеціально розробленою таблицею [6,7]. У цьому випадку A_c – скорочена амплітуда, яка оцінюється як різниця між найпізнішою датою і датою випуску прогнозу:



Допустима похибка при короткострокових прогнозах дат настання явищ із завчасністю меншою ніж 15 діб береться в залежності від їх завчасності (табл.7.1).

Таблиця 7.1 - Значення допустимої похибки при прогнозах дат

Завчасність прогнозів, д	1-3	4-5	6-9	10-13	14-15
Допустима похибка прогнозів $\delta_{доп}$, д	1	2	3	4	5

Якщо ж короткостроковий прогноз дати появи явища дається на основі метеорологічного прогнозу, то допустима похибка береться рівною половині завчасності метеорологічного прогнозу.

Допустима похибка прогнозів товщини льодяного покриву (см) визначається в залежності від зміни цієї товщини за період завчасності прогнозу і збільшується при зростанні товщини льоду.

При довгострокових прогнозах льодових явищ для ділянки річки чи водойми завчасність виражають – часом початку явища і часом його розповсюдження на всю ділянку.

Оцінка методики прогнозу строків настання гідрологічних явищ здійснюється в залежності від дат складання прогнозів за методикою:

1) при ДВП ранішій від найранішої дати настання явища обчислюється S/σ , де S визначається за формулою (7.7), в якій похибка прогнозу виражається в кількості діб;

2) при ДВП, яка знаходиться в межах багаторічної амплітуди строків появи явища, оцінка виконується за співвідношенням S/σ_c , де σ_c - середнє квадратичне відхилення дат в діапазоні скороченої амплітуди A_c ;

3) при відсутності фіксованої ДВП оцінка методики прогнозу здійснюється за величиною S в залежності від допустимої похибки за табл. 7.2;

4) при використанні в методиці прогнозу дат гідрологічних явищ короткострокових метеорологічних прогнозів (наприклад, температури повітря) оцінка методики виконується за фактичними значеннями метеорологічних величин. При цьому методика гідрологічного прогнозу дат вважається ефективною при забезпеченості допустимої похибки $P \geq 85\%$.

Завчасність таких прогнозів вважається рівною 4 добам восени і 6 добам – для весни.

Таблиця 7.2 – Показники якості методики прогнозу дат

Оцінка методики	Допустима похибка, д						
	1	2	3	4	5	6	7
добра за $\bar{S} \leq$	0,7	1,5	2,2	3,0	3,7	4,5	5,2
задовільна за $\bar{S} \leq$	1,2	2,4	3,6	4,8	5,9	7,1	8,2

7.4 Форми випуску гідрологічних прогнозів

Подання прогнозів для споживачів має бути коректним, чітким для розуміння, наочним, відповідати сучасному рівню, давати уявлення про можливі похибки прогнозу та їх забезпеченість, а також про ймовірність настання гідрологічного явища у багаторічному періоді [10-12].

Перша форма випуску прогнозу: вказуються значення прогнозованої величини і діапазон, рівний допустимій похибці прогнозу: $Y'; \pm \delta_{\text{дон}}$. Наприклад, шар стоку весняного водопілля очікується рівним 60 мм при ймовірній похибці $\delta_{\text{дон}} = \pm 10$ мм. Це основна форма подання прогнозів.

Друга форма випуску прогнозу. Прогноз випускається у вигляді діапазону очікуваної величини з вказівкою ймовірності того, що ця величина буде в зазначеному діапазоні. Наприклад, з ймовірністю, що дорівнює 50%, стік очікується в межах 50-70 мм.

Розрахунки виконуються, виходячи з припущення, що похибки прогнозу мають розподіл близький до нормального. Тоді їх ймовірність визначається як

$$\delta_p = k_p S_{Y-Y'}, \quad (7.12)$$

де k_p - нормоване відхилення величини при заданій забезпеченості P (визначається за спеціальною таблицею) [11,12];

$S_{Y-Y'}$ - похибка окремого прогнозу, яка залежить від точності методики S і нормованого відхилення основної незалежної змінної x . Для визначення $S_{Y-Y'}$ використовується формула

$$S_{Y-Y'} = S \cdot f\left(\frac{\Delta}{\sigma_x}\right), \quad (7.13)$$

де S – визначається за (7.7);

$f\left(\frac{\Delta}{\sigma_x}\right)$ – функція, яка визначається за спеціальними таблицями

[11,12];

$\Delta = X_i - \bar{X}$ – розраховується для основної змінної X , за якою випускається прогноз;

σ_x – середнє квадратичне відхилення для величини X ;

n – кількість членів ряду.

При ймовірності попадання прогнозованої величини в заданий діапазон, рівний 50%, крайні величини діапазону визначаються за таким виразом:

$$Y' \pm 0.674 \cdot S_{Y-Y'}. \quad (7.14)$$

Ймовірність того, що дійсна величина, прогнозована за даною методикою не вийде за ці межі, дорівнює 50 %, а забезпеченість крайніх значень діапазону становить 75 і 25 %.

Третя форма випуску прогнозу гідрологічного явища полягає у визначенні низки величин різної забезпеченості (ймовірнісна форма прогнозу). Наприклад, весняний стік очікується 50 мм із забезпеченістю 75 %, 60 мм – із забезпеченістю 50 % і 70 мм – із забезпеченістю 25 % і т.д.

Визначення крайніх значень прогнозованої величини у взятому діапазоні виконується за формулою:

$$Y_P = Y' \pm \delta_P = Y' \pm k_P \cdot S_{Y-Y'}, \quad (7.15)$$

де Y' - значення величини Y , що знімається з прогнозованої залежності;

δ_P - похибка заданої забезпеченості P %.

Величина P дорівнює різниці $P_2 - P_1$, тобто різниці нижньої та верхньої межі забезпеченості значень прогнозованої величини. Похибка прогнозу при $P=50\%$ називається ймовірною.

Четверта форма випуску прогнозу. У сучасних моделях, які використовуються для прогнозу характеристик водного режиму річок, зокрема, шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля (у вигляді їх модульних коефіцієнтів), дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води водопілля, формою подання прогнозів є найбільш наочний метод – картографічне подання прогнозованих величин, яке дозволяє одержувати прогнозні величини та забезпеченості їх настання у багаторічному періоді для будь-яких водозборів в межах розглядуваної території, включаючи й річки, по яких відсутні дані гідрологічних спостережень.

Запитання для самоперевірки

1. Який критерій використовується при оцінці справджуваності гідрологічного прогнозу? Що таке допустима похибка прогнозу?
2. Як ведеться розрахунок допустимої похибки прогнозу в залежності від вигляду гідрологічного прогнозу?
3. Як визначаються критерії оцінки методики гідрологічного прогнозу водного режиму річок? Яка існує шкала оцінок методики прогнозу?
4. Як виконується оцінка точності прогнозів дат гідрологічних явищ?
5. Які існують критерії оцінки методики прогнозів дат?
6. Як визначити допустиму похибку при прогнозах дат гідрологічних явищ?
7. Які існують форми подання гідрологічних прогнозів?

8 ПРОГНОЗИ ВИТРАТ І РІВНІВ ВОДИ, ОСНОВАНІ НА ЗАКОНОМІРНОСТЯХ РУХУ РІЧКОВОГО ПОТОКУ

8.1 Фізичні основи короткострокових прогнозів витрат і рівнів води на річках

Режим рівнів і витрат води у будь-якому створі річки визначається гідрологічним режимом на її ділянці, розташованій вище за течією. Попереднє обчислення ходу рівнів і витрат води у річковій мережі ґрунтується на знанні закономірностей руху паводкових хвиль, зумовлених випадінням сильних опадів або таненням снігу. При цьому *паводкові хвилі*, довжина яких значно більша за глибину, підлягають процесу *трансформації* («розпластування») по довжині річки. Причинами трансформації хвиль є зміна за течією форми русла, регулююча дія заплави річки і різниця у швидкостях течії на підйомі та спаді паводка, зумовлена різницею в ухилах водної поверхні. При цьому гідрограф нижнього створу є дещо змінений на відміну від верхнього. Чималу роль відіграє й *боковий приплив води* на ділянці річки.

Режим рівнів чи витрат води у створах гідрологічних постів на *слабко припливних ділянках річок* схожий для верхнього і нижнього створів, що дає можливість передобчислення їх для замикального створу розглядуваної ділянки за даними верхнього створу з деякою завчасністю, яка дорівнює часу добігання води на ділянці.

Розглянемо ділянку річки 1-1' (рис.8.1).

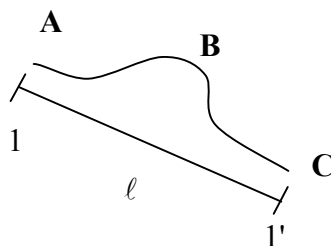


Рис. 8.1 – Поздовжній профіль паводкової хвилі на ділянці річки 1-1'

Припустимо, що ми можемо провести одночасно вимірювання витрат води в створах 1 і 1'. Графік виміряних витрат води в створі 1, тобто розподіл витрат в просторі, матиме вигляд, показаний на рис.8.1. З моменту часу t будемо фіксувати витрати води в створі 1' впродовж деякого відрізка часу. В процесі переміщення паводкової хвилі у формуванні витрат води можна виділити дві ситуації:

1. Паводок вже сформувався; бічний приплив не значний; ці ділянки вважають *слабкоприпливними* або *безприпливними*. Графік виміряних витрат в створі 1' має вигляд, показаний на рис.8.2. Цей графік – тимчасове перетворення просторового розподілу витрат води або, інакше, трансформований розподіл витрат води уздовж річкового потоку. Тут задача зводиться тільки до розрахунку руху води і трансформації паводка.

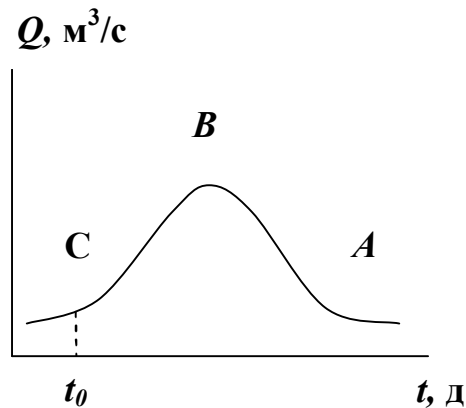


Рис. 8.2 – Гідрограф паводкової хвилі у нижньому створі безприпливної ділянки річки в створі 1'

2. Паводкова хвиля переміщується по ділянці річки, коли бічний приплив суттєвий, а графік витрат води в створах 1 і 1' може бути не схожим на форму паводкової хвилі в руслі.

Візьмемо переріз паводка в створі 1, це – 4 перерізи. Ці ж перерізи можна знайти і в нижньому створі 1' (рис.8.3).

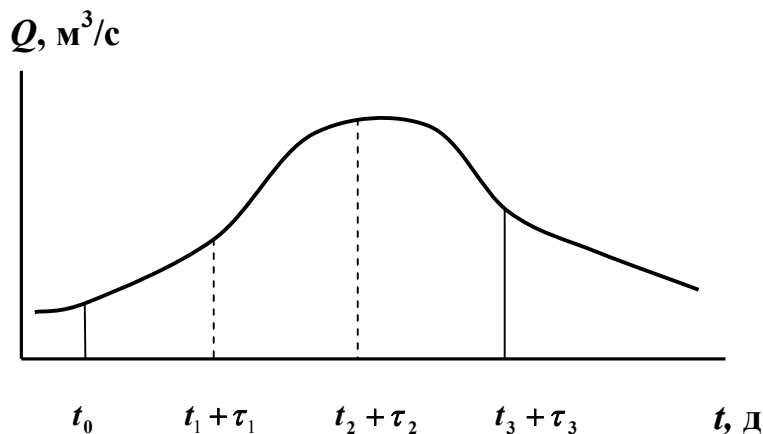


Рис. 8.3 – Гідрограф паводкової хвилі у нижньому створі припливної ділянки річки

Між витратами і рівнями води, які відповідають одному і тому ж перерізу в будь-якому верхньому створі (в якийсь момент часу) і в нижньому

створі, існує зв'язок $H_{t+\tau_1} = f(H_{1_t})$. Ці рівні води називають відповідними. Далі отримаємо $H_{t+\tau_2} = f(H_{2_t})$.

Відповідні рівні або витрати води – це однорідні за фазою стоку витрати і рівні води (максимуми, мінімуми, точки перегин та інші точки) у верхньому і нижньому створах; витрата води нижнього створу зсунута щодо верхнього в часі, рівному тривалості добігання води між цими створами. Проміжок часу між настанням відповідних рівнів (витрат) води у верхньому і нижньому створах характеризує **час добігання води на ділянці**.

Метод прогнозів щоденних рівнів (витрат) води на ділянці річки за даними коливання рівнів (витрат) води носить назву **методу відповідних рівнів чи витрат води**.

Побудова прогностичної методики зводиться до визначення відповідних витрат або рівнів води у верхньому ($Q_{\text{в}}$, $H_{\text{в}}$) і нижньому ($Q_{\text{н}}$, $H_{\text{н}}$) створах, встановлення часу добігання τ від верхнього до нижнього створів і побудови залежностей вигляду $H_{n_{t+\tau}} = f(H_{\text{в}_t})$ або $Q_{n_{t+\tau}} = f(Q_{\text{в}_t})$.

У методі відповідних рівнів (витрат) води завчасність прогнозів визначається часом руслового добігання, а прогнози відносяться до короткострочних.

Визначити можливості методу, оцінити межі вживання його можна за умови аналізу процесів, що відбуваються в руслі річки під час проходження паводків.

8.2 Теоретичні основи прогнозів з використанням закономірностей руху річкового потоку

Описати рух паводкової хвилі в руслі (несталий рух) можна за допомогою системи рівнянь Сен-Венана [10]:

1) рівняння нерозривності. Для річкових потоків виражає закон збереження речовини;

2) рівняння руху. Одержане Бусинеским на основі розгляду принципу Даламбера: сума всіх сил, діючих на одиницю маси рідини, дорівнює нулю.

1. Рівняння нерозривності (балансу) для ділянки річки. Розв'язання задачі опису руху рідини може здійснюватися як одновимірна задача, в якій характеристики будь-якого живого перерізу (H, Q, V, R - гідравлічний радіус, ω - площа живого перерізу) на ділянці 1-1' є функцією довжини ℓ , тобто вони є середніми характеристиками у момент часу t . При проходженні паводка вони змінюються в часі, отже, параметри залежатимуть від ℓ і t .

Розглянемо ділянку річки завдовжки dl . За час dt на ділянку увійде об'єм води, рівний Qdt (витрата у верхньому створі), а вийде $\left(Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl\right)dt$ (витрата в нижньому створі).

Зміна об'єму води на ділянці за Δt :

$$\Delta W = Qdt - \left(Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl\right)dt = -\frac{\partial Q}{\partial l} dl dt. \quad (8.1)$$

Зміну об'єму можна представити через зміну площі живого перерізу у часі

$$\Delta W = \frac{\partial \omega}{\partial t} dt dl. \quad (8.2)$$

Прирівняємо праві частини

$$-\frac{\partial Q}{\partial l} dl dt = \frac{\partial \omega}{\partial t} dt dl, \quad (8.3)$$

звідки отримаємо

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = 0. \quad (8.4)$$

Це рівняння є **рівнянням балансу для безприпливної ділянки річки.**

У випадку, якщо на ділянці є бічний приплив q , рівняння (8.1) має вигляд

$$\Delta W = -\frac{\partial Q}{\partial l} dl dt + q dl dt. \quad (8.5)$$

Аналогічно (8.4) маємо

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = q. \quad (8.6)$$

Це рівняння є **рівнянням балансу для припливної ділянки річки.** Рівняння вигляду (8.4) і (8.6) вперше одержані Сен-Венаном.

2. Рівняння руху – рівняння Бусинеска запишемо у вигляді

$$-g I + U + F = 0, \quad (8.7)$$

де g - прискорення сили тяжіння, m/c^2 ;

I - ухил поверхні потоку, ‰;

U - сили інерції, Н;

F - сили тертя, Н.

Сила тертя (F) – пропорційна силам опору, які виникають при русі рідини в результаті наявності тертя. Для річкових потоків можна використати квадратичний закон опору. Це формула Шезі

$$V = C\sqrt{RI}, \quad (8.8)$$

де V - швидкість в перерізі, м/с;

R - гідравлічний радіус, м;

C - коефіцієнт Шезі.

З рівняння (8.8) отримаємо

$$I = \frac{V^2}{C^2 R}. \quad (8.9)$$

Тоді сила тертя (F) – це добуток ваги рідини на ухил

$$F = \frac{gV^2}{C^2 R}. \quad (8.10)$$

Сила інерції (U) – пропорційна силам опору при зміні швидкості в часі і просторі. Величина U - добуток маси на прискорення.

При масі $m = 1$

$$U = \frac{dV}{dt}. \quad (8.11)$$

Оскільки $V = f(\ell, t)$, то

$$U = \frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial \ell}, \quad (8.12)$$

де перший доданок – сила пропорційна зміні швидкості в часі, а другий – сила, пропорційна зміні швидкості в просторі (по довжині ділянки річки).

Сила ($-gI$), де I – ухил можна розкласти на дві складові:

1) i – ухил при сталому русі потоку;

2) $\frac{dh}{d\ell}$ - додатковий ухил при проходженні паводка (де h - глибина

на потоку).

Тоді

$$I = i - \frac{dh}{d\ell}. \quad (8.13)$$

При цьому рівняння (8.7) набере вигляду

$$g \left(i - \frac{dh}{d\ell} \right) = \frac{gV^2}{C^2 R} + \frac{dV}{dt} + V \frac{\partial V}{\partial \ell}. \quad (8.14)$$

Поділимо всі складові рівняння (8.14) на g . Таким чином, рівняння Бусинеска матиме вигляд

$$i - \frac{dh}{d\ell} = \frac{V^2}{C^2 R} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial \ell}. \quad (8.15)$$

Розв'язання рівнянь (8.6) і (8.15) дозволяє розрахувати рух і трансформацію паводкової хвилі на безприпливних і припливних ділянках річок.

8.3 Теоретичні основи методу відповідних рівнів (витрат) води на слабкоприпливній ділянці річки

Рівняння (8.15) можна спростити, якщо вважати, що паводкова хвиля довга, рух води змінюється плавно, тоді $\frac{dh}{d\ell} = 0$; $\frac{\partial V}{\partial \ell} = 0$; $\frac{\partial V}{\partial t} = 0$. Звідки формула Шезі має вигляд

$$i = \frac{V^2}{C^2 R}. \quad (8.16)$$

Тобто як рівняння руху ми можемо взяти криву витрат води в кожному створі. Тоді

$$\begin{cases} \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \ell} = q, \end{cases} \quad (8.17)$$

$$\begin{cases} Q = aC\sqrt{Ri} \text{ або } Q = f(H, i). \end{cases} \quad (8.18)$$

Розв'язання системи можливе, якщо крива витрат води однозначна, тобто $Q = f(H)$ і крива об'ємів $\omega = f(H)$ так само однозначна.

Зручніше записати замість (8.18)

$$\omega = f(Q, \ell). \quad (8.19)$$

Продиференціювавши по ∂t , отримаємо

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial \omega}{\partial Q} \frac{\partial Q}{\partial t}. \quad (8.20)$$

Підставимо (8.20) в (8.17), тоді одержимо

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \ell} = q. \quad (8.21)$$

Рівняння (8.21) є лінійним рівнянням першого порядку і розв'язується методом характеристик. Тоді

$$\frac{\partial t}{\left(\frac{\partial \omega}{\partial Q}\right)} = \frac{d\ell}{1} = \frac{dQ}{q}. \quad (8.22)$$

Вирішуємо рівність $\frac{d\ell}{1} = \frac{dQ}{q}$ - зміна витрат води дорівнює сумарному припливу q на ділянці $d\ell$: $dQ = qd\ell$.

Виконуємо інтегрування у межах ділянки $d\ell$:

$$\int_{l(\epsilon)}^{l(\eta)} dQ = \int_0^{\ell} qd\ell; \quad (8.23)$$

$$Q_H - Q_\epsilon = \int_0^{\ell} qd\ell. \quad (8.24)$$

Відносно нижнього створу маємо

$$Q_H = Q_\epsilon + \int_0^{\ell} qd\ell. \quad (8.25)$$

Рівняння (8.25) – **перше рівняння**: теоретична основа методу відповідних витрат (рівнів) води.

Вирішимо рівність $\frac{\partial t}{\left(\frac{\partial \omega}{\partial Q}\right)} = \frac{d\ell}{1}$:

$$\frac{d\ell}{dt} = \frac{dQ}{d\omega}, \quad (8.26)$$

де $\frac{d\ell}{dt}$ - швидкість переміщення витрат води в межах елементарної ділянки.

Похідну (∂) можна замінити на повну (d) можливо, оскільки є однозначна залежність $\omega = f(Q)$ в кожному створі.

Позначимо $\frac{dQ}{d\omega}$ через V_Q :

$$V_Q = \frac{dQ}{d\omega}. \quad (8.27)$$

Інтегруючи його по довжині ділянки, одержимо

$$V_Q = \int_0^{\ell} \frac{dQ}{d\omega} d\ell. \quad (8.28)$$

Час добігання τ витрати Q на ділянці ℓ дорівнює:

$$\tau = \int_0^{\ell} \frac{d\omega}{dQ} d\ell. \quad (8.29)$$

Рівняння (8.29) - **друге рівняння**, яке є теоретичною основою методу відповідних витрат (рівнів) води.

З (8.28) витікає, що швидкість переміщення окремої витрати води (швидкість добігання) V_Q відрізняється від середньої швидкості течії V . З підвищенням рівнів води швидкість добігання буде більшою, оскільки росте похідна $\frac{dV}{d\omega} > 0$ (при $Q = V\omega$ після диференціювання), тоді

$$\frac{dQ}{d\omega} = V + \omega \frac{dV}{d\omega}. \quad (8.30)$$

Однак, наприклад, при виході води на заплаву, коли із зростанням рівнів води швидкість течії зменшується, швидкість добігання стає меншою від швидкості течії.

8.4 Прогнози за методом відповідних рівнів або витрат води

Методи прогнозів щоденних рівнів або витрат води за методом відповідних рівнів (витрат) води можливо поділити на дві групи:

- при невеликому бічному припливі (величина $Q_b \leq 20\%$ транзитної витрати, а форма та графік коливань рівнів води у верхньому і нижньому створах зберігається);
- при значному боковому припливі ($Q_b > 20\%$), але невеликому розпластуванні паводкової хвилі.

8.4.1 Розробка методики прогнозу за методом відповідних витрат і рівнів води на слабкоприпливних ділянках річок

За наявності близької до однозначної кривої $Q = f(H)$ витрата води з верхнього створу переміщується в нижній за деякий проміжок часу, який залежить від величини самої витрати води. Це дозволяє шляхом зіставлення гідрографів у верхньому і нижньому створах одержати способи прогнозу витрат і рівнів води на річках.

Практичне вирішення задачі прогнозу за методом відповідних витрат (рівнів) води на слабкоприпливних ділянках річок виконується на основі

побудови зв'язків вигляду (звично для рівнів) $H_{n,t+\tau} = f(H_{e,t})$. Ступінь впливу бічного припливу визначає ступінь розкиду точок на графіку. Лінія зв'язку – середня лінія, яка враховує середнє значення бічного припливу. Графік (рис.8.4) носить назву графіка відповідних рівнів води.

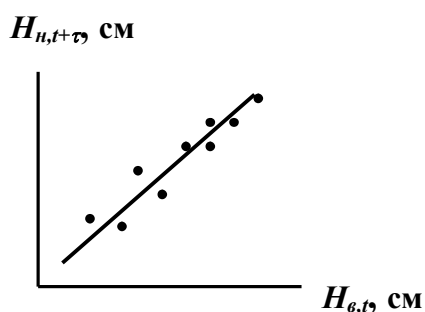


Рис.8.4 - Графік відповідних рівнів води

Час добігання (τ) дорівнює різниці строків настання відповідних рівнів (витрат) води у верхньому і нижньому створах. Час добігання використовується в декількох значеннях:

1) час, за який маса води з різновіддалених частин басейну досягає замилевого створу;

2) час переміщення об'єму води на заданій ділянці річки

$$\tau = \frac{\Delta W}{\Delta Q}; \quad (8.31)$$

3) час переміщення однорідних по фазі (відповідних) рівнів або витрат води, який визначається по різниці часу їх настання.

Для безприпливної ділянки річки

$$\tau = f(H, i, \ell, B, n, \xi, \dots), \quad (8.32)$$

де H – рівень води, см;

i – ухил води, ‰;

ℓ - довжина ділянки, м;

B – ширина русла, м;

n – шорсткість;

ξ - звивистість.

Для конкретної ділянки річки

$$\tau = f(H, i). \quad (8.33)$$

Звичайно виявляють залежність $\tau = f(H)$.

Графік, який показує залежність часу добігання τ від чинників, які його визначають, називають графіком часу добігання.

Ухил i при цьому враховується серією графіків для підйому, спаду і межені. Теоретично зв'язок H_g і τ зворотний і має вигляд, наведений на рис.8.5.

У реальних умовах точки можуть значно відхилитися від теоретичної кривої часу добігання. Для річок, на яких спостерігається вихід води на заплаву ($H_{зан}$), порушується зв'язок між часом добігання τ і рівнем H .

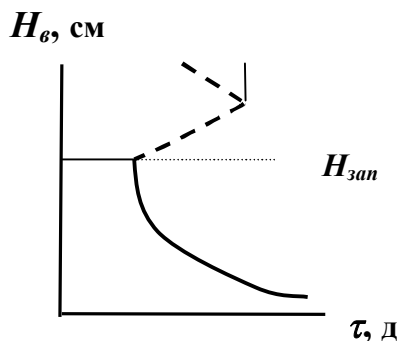


Рис.8.5- Графік часу добігання

Способи визначення часу добігання на безприпливній ділянці

1. **Визначення часу добігання за характерними точками гідрографа** відбувається шляхом визначення за сумісними графіками ходу рівнів чи витрат води двох створів слабкоприпливної ділянки річки (характерних точок максимумів чи мінімумів). Зсув дат настання характерних точок на двох постах визначається часом руслового добігання води. Для встановлення часу добігання τ будуються залежності $\tau = f(H_g)$ або визначається $\tau_{сер}$.

2. **Визначення часу добігання за допомогою кривих забезпеченості:** вибираються рівні води, як відповідають заданій забезпеченості. Різниця між датами, коли спостерігались ці рівні, береться як час добігання.

3. **Визначення часу добігання за принципом найменших похибок** (спосіб Г.П.Калиніна). У цьому випадку призначають приблизно час добігання і для кожного значення τ будують графік відповідних рівнів. Як розрахунковий, береться графік з найменшим розсіюванням точок.

4. **Визначення часу добігання за способом А.Г.Огієвського**, який використовують за наявності стійких кривих витрат води у створах. При цьому:

а) використовують криві витрат води у верхньому $Q_g = f(H_g)$ та нижньому $Q_n = f(H_n)$ створах;

б) задаються будь-якими витратами води та знаходять відповідні одній і тій самій витраті (рівні) води для верхнього та нижнього створів;

в) будують графік $H_n = f(H_g)$;

г) використовуючи отриманий графік, в залежності від заданого H_g знаходять H_n та за таблицею добових рівнів води визначають дати їх настання. Різниця цих дат і є час добігання τ .

д) будують графік $\tau = f(H_g)$.

5. **Визначення часу добігання за кривою об'ємів $W = f(Q)$** , де τ визначається як тангенс кута нахилу цієї кривої. У випадку нелійності кривої $W = f(Q)$ виділяються прямолінійні ділянки, для яких визначаються τ за рівнянням (8.31).

Побудова графіка відповідних рівнів води

Побудова графіку відповідних рівнів або витрат води можлива у варіантах:

1. Якщо $\tau = \text{const}$ - графік має вигляд, показаний на рис.8.6.

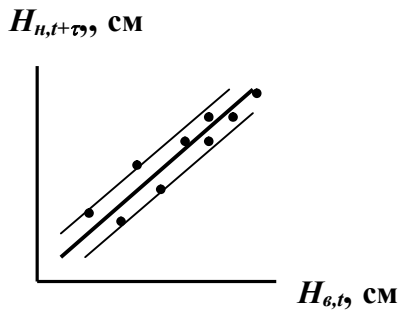


Рис.8.6 – Графік відповідних рівнів води при $\tau = \text{const}$

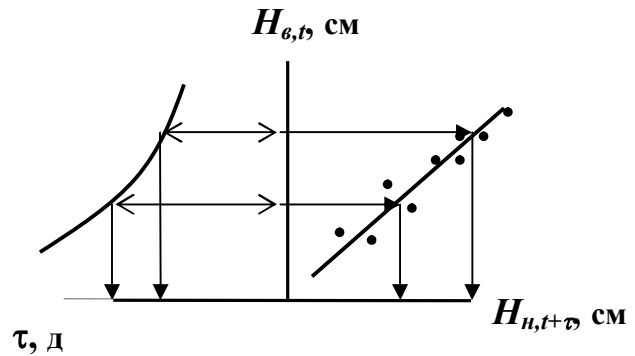


Рис.8.7 – Графік відповідних рівнів води при $\tau \neq \text{const}$

2. Якщо $\tau \neq \text{const}$, то прогнозується не тільки рівень води в нижньому створі H_H , але й τ (завчасність прогнозу) (рис.8.7).

Для визначення характеру зв'язку розв'язують два рівняння, які представляють криву витрат води.

Для безприпливної ділянки річки витрати води у верхньому створі виражені як:

$$Q_{e,t} = f(Q_{n,t+\tau}); \quad (8.34)$$

$$Q_{e,t} = A_e (H_{e,t} + B_e)^m, \quad (8.35)$$

де A_e, B_e - відповідно, параметри для верхнього створу;
 m – показник степеня.

Для нижнього створу маємо

$$Q_{n,t+\tau} = A_n (H_{n,t+\tau} + B_n)^n, \quad (8.36)$$

де A_n, B_n - відповідно, параметри для нижнього створу.

Залежності (8.35) і (8.36) – аналітичні вирази кривої витрат води у верхньому та нижньому створах відповідно.

Прирівняємо праві частини виразів (8.35) і (8.36)

$$A_e (H_{e,t} + B_e)^m = A_n (H_{n,t+\tau} + B_n)^n. \quad (8.37)$$

Звідки знаходимо невідому величину $H_{n,t+\tau}$:

$$\left(H_{n,t+\tau} + B_n\right)^n = \frac{A_e}{A_n} \left(H_{e,t} + B_e\right)^m, \quad (8.38)$$

$$H_{n,t+\tau} = \left(\frac{A_e}{A_n}\right)^{1/n} \left(H_{e,t} + B_e\right)^{m/n} - B_n^{n/n=1}. \quad (8.39)$$

Параметри A і B постійні та на характер зв'язків не впливають.

Якщо $m = n$, то рівняння є прямою лінією, тобто залежність лінійна, в іншому випадку – криволінійна.

8.4.2 Поточне корегування оперативних гідрологічних прогнозів

Застосування методики прогнозу за відповідними рівнями (витратами) води можливе для ділянок річок з невеликою довжиною (з часом добігання $\tau = 3-4$ доби). Зниження якості методики прогнозу за методом відповідних рівнів (витрат) води виникає через [13]:

- 1) наявність бічного припливу води на ділянці річки;
- 2) неточність визначення часу руслового добігання води на ділянці річки для різних фаз водності паводка чи повені;
- 3) наявність деформації русла;
- 4) наявність трансформації стоку на довших ділянках річок.

З метою уточнення методики прогнозування щоденних рівнів (витрат) води і при випуску оперативних прогнозів використовується спосіб **поточного коректування**, який спирається на припущення, що існує залежність між похибкою поточного прогнозу за методикою та попередньою похибкою $\Delta H_{t+\tau} = f(\Delta H_t)$.

При цьому використовуються два методи поточного коректування прогнозів – *графічний* і *аналітичний*.

Графічний метод коректування прогнозів. На графік відповідних рівнів води $H_{n,t+\tau} = f(H_{e,t})$ наносяться точки зі значеннями рівнів води $(H_{e,t})$ та $(H_{n,t+\tau})$ в дати, які передують даті випуску прогнозу. Якщо положення точок утворює єдиний потік, будують корективну лінію зв'язку – її використовують для подальшого випуску прогнозу (рис.8.8).

Аналітичний метод коректування прогнозів. Коректування прогнозу рівнів (витрат) води відбувається за формулою

$$H_{n,t+\tau} = H_{e,t} \pm \Delta H_t. \quad (8.40)$$

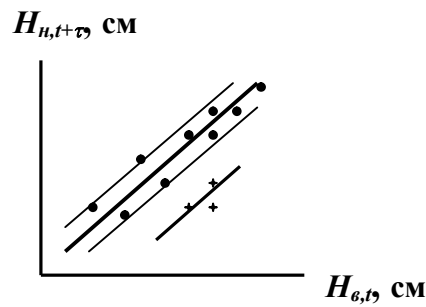


Рис. 8.8 – Графічний метод поточного коректування при прогнозуванні щоденних рівнів води

На ділянках річок значної довжини виникає трансформація чи розпластування паводкових хвиль (п.8.1). Як характеристика розпластування паводка застосовується залежність

$$Q_{n,t+\tau} = f(Q_{e,t}; \bar{Q}_e), \quad (8.41)$$

де \bar{Q}_e - середня витрата води у верхньому створі за деякий попередній період часу.

8.4.3 Розробка методики прогнозу за методом відповідних рівнів води на припливних ділянках річок

Основою при розробці способів прогнозу рівня (витрати) води для припливної ділянки (приплив більше 20% транзитного стоку) є *карта ізохрон руслового добігання води* в басейні до замикального створу. Ізохрони – це лінії рівного часу добігання води у руслі.

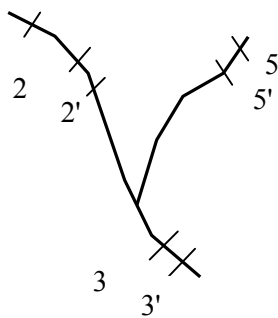


Рис.8.9 – Карта-схема ділянки річки

Розглянемо ділянку річки. Для побудови схеми ізохрон виділимо слаб-коприпливні ділянки річки 2-2', 3-3', 5-5' (рис.8.9).

Визначаємо τ_2, τ_3, τ_5 за методом відповідних рівнів (або по характерних точках гідрографа) як для безприпливної ділянки річки.

Знаючи довжину ділянок ℓ , знаходимо швидкості течії V_2, V_3, V_5 , де

$$V_n = \frac{\ell_n}{\tau_n} \quad (n - \text{відповідно } 2 \text{ або } 3, \text{ або } 5 \text{ ділянка}).$$

Знаходимо середню швидкість течії $V_{сер}$:

$$V_{сер} = \frac{V_2 + V_3 + V_5}{3}. \quad (8.42)$$

Час добігання на ділянці дорівнює:

$$\tau_{2-3} = \frac{\ell_{2-3}}{V_{сер}}; \quad \tau_{5-3} = \frac{\ell_{5-3}}{V_{сер}}. \quad (8.43)$$

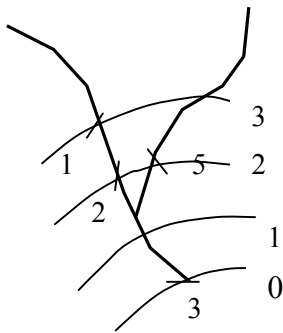


Рис.8.10 – Карта-схема часу руслового добігання води на припливній ділянці річки

Будуємо схему добігання витрат води на припливній ділянці річки. Для цього на рис.8.10 випишуємо значення часу добігання до створу 3 і проводимо ізохрони добігання, наприклад, через добу.

Після побудови карти-схеми ізохрон встановлення зв'язків між рівнями (витратами) води у верхніх і нижньому створах можливо в декількох випадках:

1. У верхніх створах є дані про витрати води, а час добігання від верхніх створів до нижнього однаковий.

Позначимо $\tau_{2-3} = \tau_1$, $\tau_{5-3} = \tau_2$, тоді $\tau_1 = \tau_2$. Звідки прогностичні зв'язки набирають вигляду (рис.8.11):

$$Q_{3,t+\tau} = f(Q_{2,t} + Q_{5,t}) \quad (8.44)$$

або

$$H_{3,t+\tau} = f(Q_{2,t} + Q_{5,t}), \quad (8.45)$$

де $\tau = 2$ д.

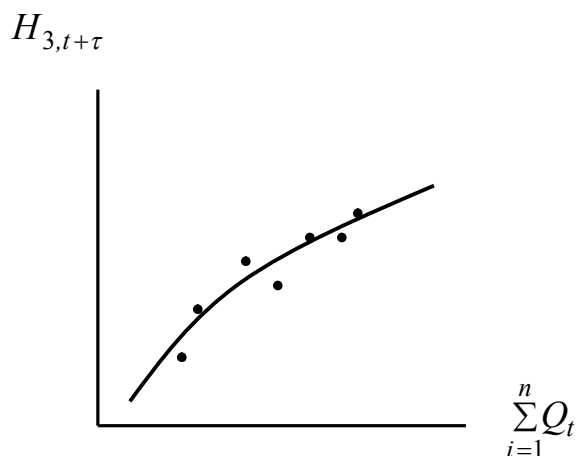


Рис.8.11 – Графік відповідних рівнів води на припливній ділянці річки при $\tau_1 = \tau_2$

У загальному вигляді отримаємо

$$H_{n,t+\tau} = f\left(\sum_{i=1}^n Q_{\sigma,t}\right), \quad (8.46)$$

де n - кількість вхідних створів, які можна не обмежувати.

2. Вхідна інформація така ж, але $\tau_1 \neq \tau_2$, (рис.8.12). При цьому

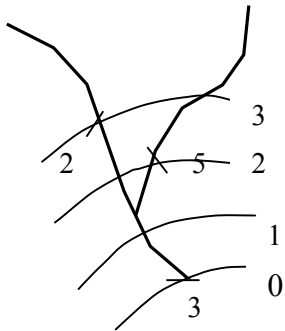


Рис. 8.12 – Карта-схема часу руслового добігання води

$$Q_{3,t} = f(Q_{2,t-\tau_1} + Q_{5,t-\tau_2}); \quad (8.47)$$

$$H_{3,t} = f(Q_{2,t-3} + Q_{5,t-2}), \quad (8.48)$$

де $\tau_1=3$ д, $\tau_2=2$ д.

В загальному вигляді:

$$H_{n,t} = f(Q_{\sigma,t-\tau_1} + Q_{\sigma,t-\tau_2}), \quad (8.49)$$

Завчасність прогнозу коли $\tau_1 \neq \tau_2$ відповідає **якнайменшому часу добігання** ($\tau_2=2$ д). У випадках 1 і 2 при використанні як початкової величини $\sum Q_{\sigma}$ можливо в прогностичну залежність ввести третю змінну, наприклад, неврахований бічний приплив у вигляді опадів $X_{t-\tau}$, як

$$H_{n,t+\tau} = f\left(\sum_{i=1}^n Q_{\sigma,t}, X_{t-\tau}\right). \quad (8.50)$$

3. Вхідна інформація: у верхніх створах є дані тільки про рівні води, тоді:

$$H_{n,t} = f(H_{\sigma_1,t-\tau_1}, H_{\sigma_2,t-\tau_2}, \dots, H_{\sigma_n,t-\tau_n}). \quad (8.51)$$

Якщо на ділянці одна притока, то розробку методики можна вести у варіантах а) і б) – рис.8.13.

Прогнозований рівень визначається шляхом інтерполяції між ізолініями залежно від відповідних рівнів води у верхніх створах.

Якщо на ділянці декілька приток, то будується кооксіальний графік (використовуються 4 чверті системи координат) – рис.8.14. В останньому випадку число вхідних створів обмежено одним або двома.

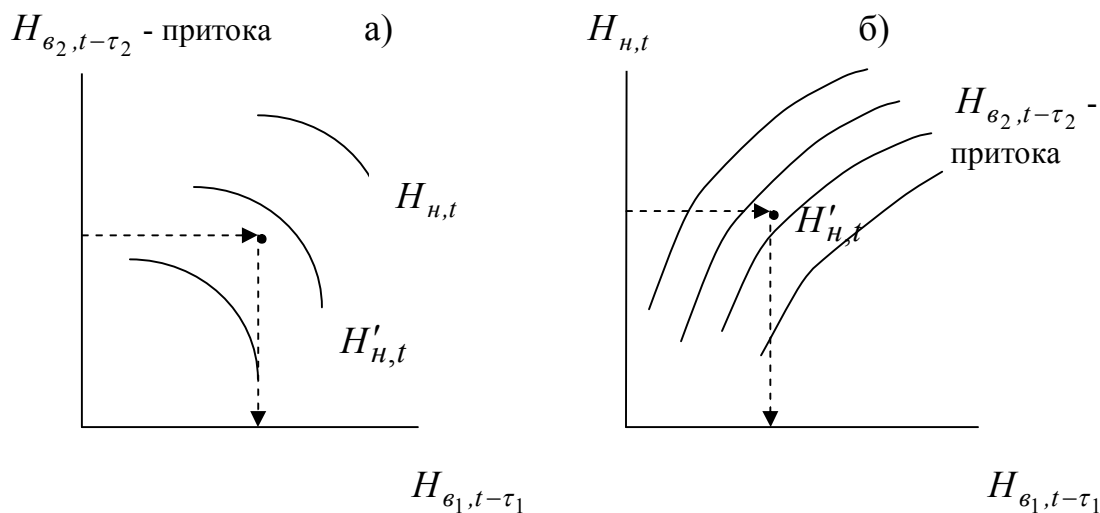


Рис. 8.13 – Приклади розробки методики прогнозу рівнів води за методом відповідних витрат (рівнів) воли на припливних ділянках річок при $\tau_1 \neq \tau_2$

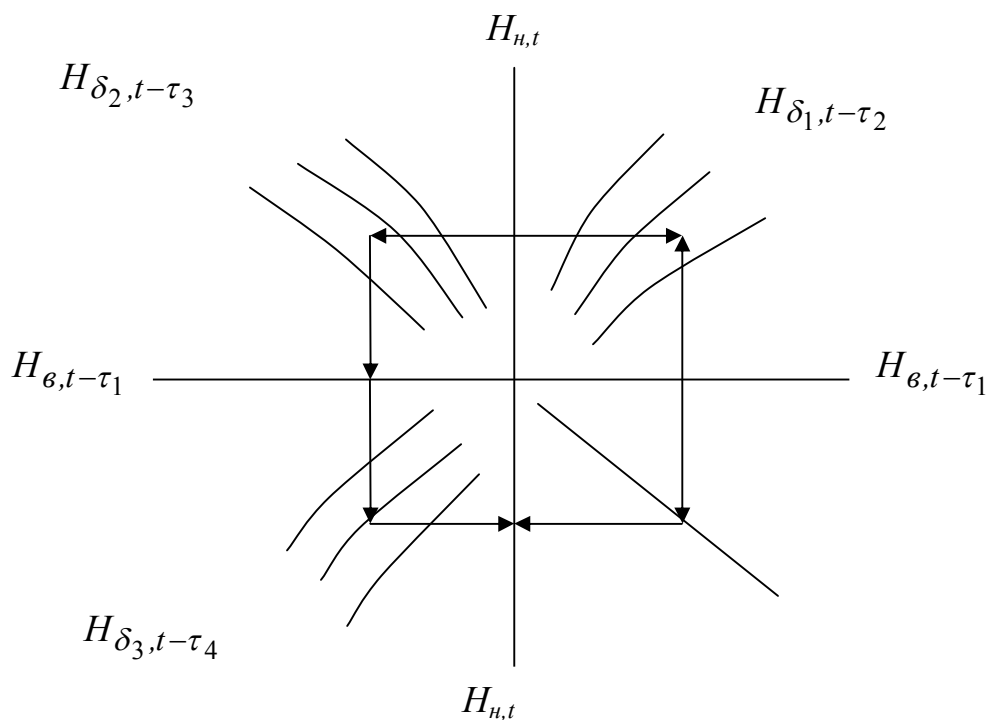


Рис. 8.14 – Приклад розробки методики прогнозу рівнів води за методом відповідних витрат (рівнів) води на ділянках річок з трьома притоками

Запитання для самоперевірки

1. В чому полягає сутність методу відповідних рівнів або витрат води? Які рівняння визначають теоретичні основи методу?
2. Як здійснюється прогноз рівнів або витрат води за методом відповідних рівнів на слабкоприпливних ділянках річок?
3. Як здійснюється прогноз рівнів або витрат води за методом відповідних рівнів на припливних ділянках річок?
4. Як ведеться визначення часу руслового добігання на слабкоприпливних та припливних ділянках річки?

9 МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ ТРАНСФОРМАЦІЇ ПАВОДКОВИХ ХВИЛЬ

Розглянута теорія руху паводкової хвилі, яка є основою методу відповідних рівнів (витрат) води, виходить з припущення про однозначність кривої витрат $Q = f(H)$ і може застосовуватись тільки для порівняно коротких ділянок річок [10,11].

Проте на ділянках річок більшої довжини виникає трансформація паводкових хвиль. Розрахункові співвідношення для прогнозів витрат і рівнів води в цих умовах ґрунтуються на розв'язанні рівняння нерозривності, проінтегрованого по довжині річки, і рівняння руху (динамічного) без інерційних членів:

$$\begin{cases} \frac{dW}{dt} + Q_n - Q_v = q; & (9.1) \\ W = f(\tilde{Q}), & (9.2) \end{cases}$$

де W - об'єм води на ділянці русла довжиною L , м³;

Q_n і Q_v - витрати води в вихідному і вхідному створах, м³/с;

q - боковий приплив на всій ділянці річки, л/(с·км²);

\tilde{Q} - середньозважена витрата води на ділянці річок, м³/с.

Рівняння $W = f(\tilde{Q})$ системи – крива об'ємів.

Відмінність методів, оснований на розв'язанні рівнянь (9.1) і (9.2) пов'язана з лінійною або нелінійною апроксимацією кривої $W = f(\tilde{Q})$. Лінійні моделі мають відносно прості аналітичні рішення і тому набули більшого поширення в практиці, ніж нелінійні. До лінійних моделей можна віднести методи розрахунку трансформації паводкових хвиль за інтегралом Дюамеля, методом Калиніна-Мілюкова, методом Маскінгам.

При нелінійності зв'язків (9.2) часто використовують частково-лінійну апроксимацію для врахування нелінійності.

9.1 Нелінійні моделі трансформації паводкових хвиль

Нелінійні моделі ґрунтуються на розв'язанні системи рівнянь нерозривності (балансу) і рівняння руху, яке вираженого кривою об'ємів $W = f(\tilde{Q})$ у разі нелінійності останньої.

9.1.1 Визначення запасів води в річковій мережі і побудова кривої об'ємів

Під запасом води в річковій мережі басейну розуміють кількість води, яка знаходиться в цій мережі в даний момент часу.

Об'єм води в русловій мережі включає об'єм води (за Р.О.Нежиховським)

$$W = W_{кр} + W_{сер} + W_{др}, \quad (9.3)$$

де $W_{кр}$, $W_{сер}$, $W_{др}$ - об'єми води в крупній, середній, дрібній і найдрібнішій руслових мережах.

На практиці визначення W таким чином неможливе.

Запас води в русловій мережі розраховують як суму W на всіх її ділянках

$$W = W_1 + W_2 + \dots + W_n = \sum_{i=1}^n W_i, \quad (9.4)$$

де W_i - запас води на i -ій ділянці, м³;

n - кількість ділянок.

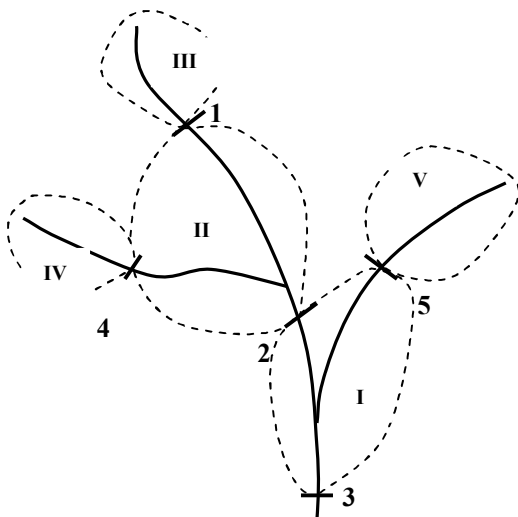


Рис. 9.1 - Схема виділення ділянок для визначення руслових запасів води

Розрахунок W ведеться по ділянках, припускаючи лінійну зміну величин гідрометричних і морфометричних характеристик по довжині річки, що можливе лише для коротких і слабкоприпливних ділянок річок. При цьому вся річка розбивається на ділянки. Так, до створу 3 в даній річковій системі виділено:

- по основному руслу:

I ділянка - створи 3 - 2, 5;

II ділянка - створи 2 - 1, 4;

III ділянка - витік - створ 1;

- по притоках:

IV ділянка - витік - створ 4;

V ділянка - витік - створ 5.

Об'єм води в русловій мережі

можна визначити за допомогою кривих об'ємів. При побудові кривих об'ємів розрахунок руслових запасів води на ділянці річки виконується:

- за гідрометричними даними;
- за морфометричними даними.

9.1.2 Побудова кривої об'ємів на ділянці річки з використанням рівняння водного балансу

Рівняння водного балансу для ділянки річки записується у вигляді

$$Q_в \Delta t + Q_б \Delta t - Q_н \Delta t = \Delta W, \quad (9.5)$$

де ΔW - приріст об'єму (запасу) води на ділянці річки за час Δt ;
 $Q_в$ і $Q_н$ - витрати води у верхньому і нижньому створах ділянки річки;

$Q_б$ - середній бічний приплив на ділянці між створами.

Після послідовного підсумовування змін об'єму ΔW , одержимо ряд величин W понад початковим об'ємом води на ділянці. Зв'язавши ці об'єми з відповідними витратами води, усередненими на ділянці, можна побудувати залежність

$$W = f(\bar{Q}), \quad (9.6)$$

де \bar{Q} - середня витрата води на ділянці річки, м³/с.

Розрахунок середньої витрати води на ділянці річки ведеться в залежності від морфометрії ділянки, розміщення гідростворів, типу і величини бічного припливу.

На безприпливній ділянці річки середня витрата води визначається як

$$\bar{Q} = \frac{Q_в + Q_н}{2}, \quad (9.7)$$

а при наявності одного створу

$$\bar{Q} = k Q_н, \quad (9.8)$$

У деяких випадках середня витрата води може визначатись як середньозважена величина

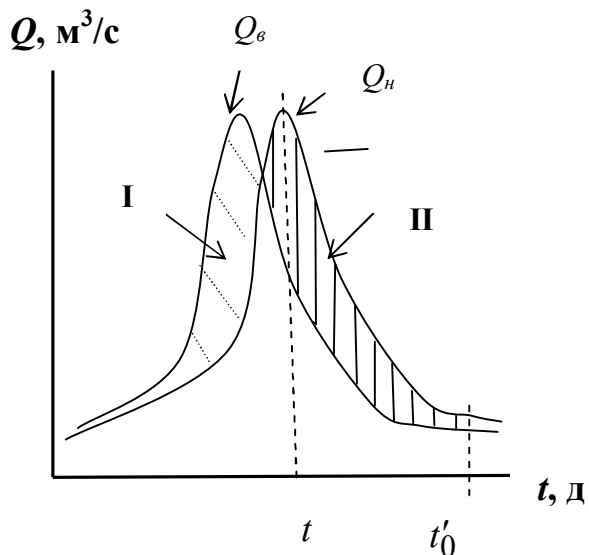
$$\bar{Q} = k Q_в + (1 - k) Q_н. \quad (9.9)$$

В формулах (9.8) та (9.9) k - ваговий коефіцієнт ваги, розрахований в залежності від морфометричних характеристик річки та басейну ($k = 0,45-0,5$) [11].

У практичних розрахунках середня витрата води \bar{Q} на припливній ділянці річки визначається таким чином

$$\bar{Q} = \frac{Q_{\text{в}} + Q_{\text{н}} + Q_{\text{б}}}{2}. \quad (9.10)$$

Для побудови залежностей вигляду (9.6) обирають декілька паводків з інтенсивним підйомом або спадом, але різних за максимальними витратами води. Розрахунок W ведеться як для всього паводка, так і для періоду спаду. В останньому випадку сумування змін об'ємів ΔW здійснюється в зворотному напрямку від моменту t'_0 в бік ранніх дат.



I – накопичення запасу води; II – виснаження запасу води

Рис. 9.2 – Сумісні гідрографи паводка у верхньому та нижньому створах

Рисунок 9.2 показує динаміку об'єму води на ділянці річки в період проходження паводка. Таким чином $W_t = \sum_{t'_0}^t \Delta W_i$ - це деякий об'єм води понад початковим об'ємом.

За даними розрахунків будується крива об'ємів води $W = f(\bar{Q})$ (рис.9.3). Залежність виходить не з точки «0», так як W з рівняння водного балансу не є абсолютним: нульовому значенню W в руслі відповідає передпаводкова витрата води \bar{Q} на ділянці, що не дорівнює 0.

Криві об'ємів будуються по декількох паводках і, таким чином, одержують декілька кривих.

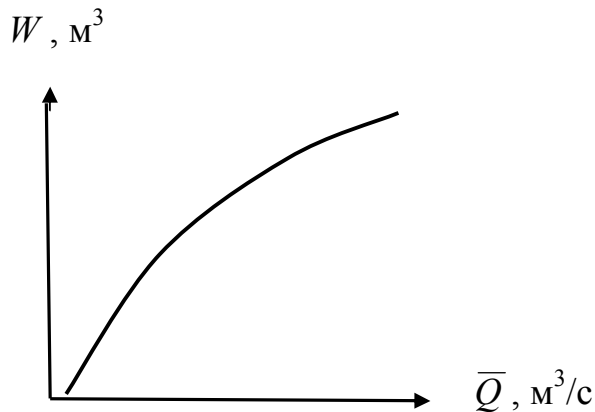


Рис. 9.3– Крива руслових запасів води на ділянці річки (крива об'ємів)

При цьому передпаводкова витрата води не постійна, не постійний і початковий об'єм $W_{поч}$. Криві будуть відсікати різні відрізки на осі абсцис. Тому для використання графіка на практиці будують **узагальнену (типову) криву руслових запасів** (рис.9.4).

Для одержання типової кривої по серії кривих об'ємів:

- 1) суміщають криві на один графік;
- 2) фіксується деяке значення \bar{Q}' ;

- 3) усі криві переміщують відносно цієї витрати води по вертикалі;
- 4) по пучку кривих проводять середню лінію.

Ця крива буде враховувати:

а) в середньому приплив опадів;

б) представляти собою криву, приведену до одної передпаводкової витрати води (відрізок на осі абсцис).

Приведення початкового запасу води W_0 до початкової витрати води \bar{Q}_0 виконується так: вісь ординат (W) зсовують до початкової витрати води $\bar{Q} = 0$. Це й є узагальнена або типова крива об'ємів чи руслових запасів води на ділянці річки (рис.9.5).

9.1.3 Побудова кривої об'ємів на ділянці річки за середньозваженою витратою води

Побудова кривої об'ємів по середньозваженій чи середній витраті води ведеться як

$$W = \tau \cdot \bar{Q}, \quad (9.11)$$

де \bar{Q} - середня витрата води на ділянці річки, яка розраховується за формулами (9.7)-(9.10);

τ - середній час руслового добігання води на ділянці русла (д), визначається як середньоарифметичне значення з величин τ від верхніх створів до нижнього

$$\tau = \frac{\sum_{i=1}^{i=m} \tau_i}{m}, \quad (9.12)$$

де m - кількість верхніх (вхідних) створів.

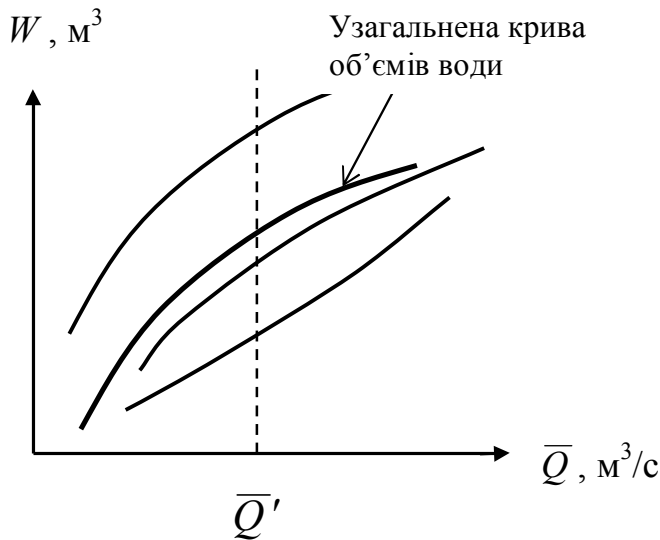


Рис. 9.4 – Побудова типової кривої руслових запасів води на ділянці річки

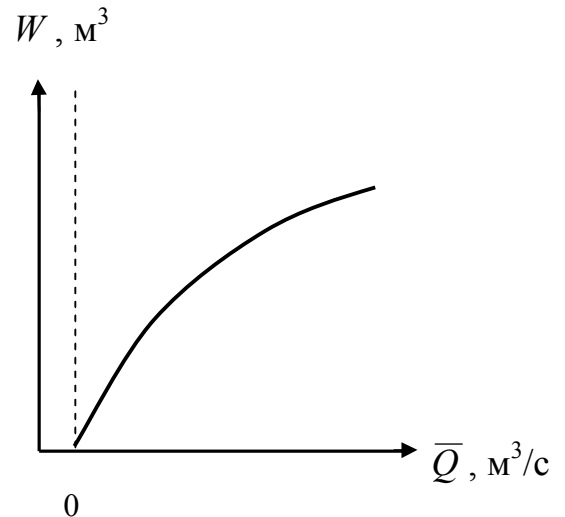


Рис. 9.5 - Типова крива руслових запасів води на ділянці річки

9.1.4 Побудова кривої об'ємів на ділянці річки по гілці спаду паводка

Можливість такої побудови кривої руслових запасів зумовлена відсутністю значного припливу з поверхні басейну у річкову мережу, а стік у період спаду паводка (водопілля) формується лише за рахунок вичерпання руслових запасів води. Для цих випадків розрахунок руслових запасів виконується шляхом послідовного підсумовування з кінця паводка t_0 (у зворотному напрямку) середніх добових витрат води у замикальному створі (Q_t) за виключенням ґрунтового припливу води ($Q_{zp} = const$)

$$W_t = \Delta t \sum_{i=t_0}^{i=t} (Q_i - Q_{zp}), \quad (9.13)$$

де $\Delta t = t - t_0$ - тривалість спаду паводка, д.

Далі будується залежність $W = f(Q)$ для всієї річкової мережі.

Розрахунок за формулою (9.13) дає дійсні запаси води у всій річковій мережі, але за відсутності припливу води зі схилів за весь період спаду паводка (водопілля).

Таким чином, при наявності кривої руслових запасів можна легко визначити об'єм води в річковій мережі всього басейну за даними про витрати води в одному замикальному створі ділянки річки.

9.1.5 Побудова кривої об'ємів на ділянці річки за морфометричними даними

Якщо по довжині ділянки є дані о поперечних профілів русла і заплави, то об'єм можна визначити як

$$W = \sum_{i=1}^{i=n} \omega_i L_i, \quad (9.14)$$

де ω_i - середня площа поперечного перерізу на ділянці між двома створами, км²;

L_i - відстань між поперечниками, км;

n - кількість поперечників.

Виконавши розрахунки за виразом (9.14) при різних витратах води, можна побудувати криву об'ємів води на ділянці річки в залежності від середньозваженої витрати води $W = f(\bar{Q})$.

9.1.6 Використання кривої руслових запасів води для визначення часу руслового добігання води на ділянці річки

При визначенні часу руслового добігання води на ділянці річки можливі два варіанти:

1) крива руслових запасів води прямолінійна, тоді час руслового добігання води $\tau = const$. В цьому випадку час добігання τ є тангенсом кута нахилу кривої об'ємів води на ділянці річки (рис.9.6) і дорівнює

$$\tau = \frac{W}{\bar{Q}}; \quad (9.15)$$

2) крива руслових запасів води нелінійна, тоді час руслового добігання води $\tau \neq const$. В цьому випадку крива об'ємів води на ділянці річки

поділяється на низку прямолінійних відрізків (рис.9.7), а час добігання τ є тангенсом кута нахилу цих відрізків кривої об'ємів і дорівнює

$$\tau_i = \frac{\Delta W_i}{\Delta \bar{Q}_i} . \quad (9.16)$$

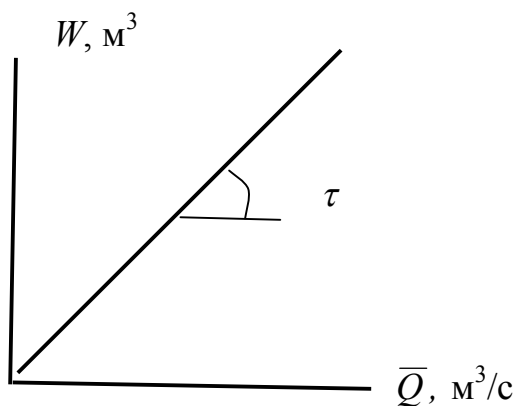


Рис. 9.6 – Визначення часу руслового добігання води на ділянці річки (при $\tau = const$) по кривій руслових запасів води

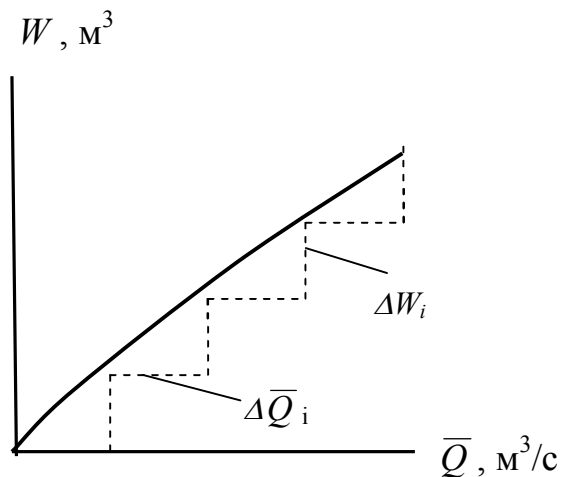


Рис. 9.7 – Визначення часу руслового добігання води на ділянці річки (при $\tau \neq const$) по кривій руслових запасів води

У другому випадку будується крива часу руслового добігання води у вигляді рис.9.8. Тут $Q_{сер}$ - середня витрата води в інтервалі $\Delta \bar{Q}$.

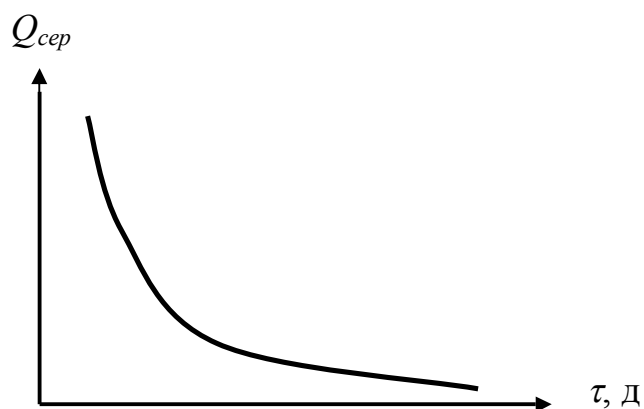


Рис. 9.8– Крива часу руслового добігання води на ділянці річки, визначена по кривій руслових запасів води

9.2 Лінійні моделі трансформації паводкової хвилі для безприпливних ділянок річок

Обрану ділянку річки L розіб'ємо на n розрахункових ділянок, для кожної з яких задамо лінійні залежності вигляду (9.2), тобто візьмемо лінійну модель руху паводкової хвилі при незначному бічному припливі води Q_b на цих ділянках. Тоді для визначення витрат води в замикальному створі ділянки річки одержимо систему:

$$\begin{cases} \frac{dW}{dt} + Q_H = Q_b; \\ W = \tau [kQ_b + (1-k)Q_H] \end{cases} \quad (9.17)$$

$$\quad (9.18)$$

де k – параметр для одержання зважених витрат води \tilde{Q} ;

τ - параметр кривої об'ємів води, який відповідає середньому часу добігання води для i -ї розрахункової ділянки річки.

Розв'язання системи рівнянь (9.17) і (9.18) можливе різними методами, в основі яких лежить розрахунок витрат води у нижньому створі через визначення трансформації паводкової хвилі.

9.2.1 Розрахунок трансформації паводків за інтегралом Дюамеля

При нульових початкових умовах (тобто витрата води в початковий момент часу дорівнює нулю на всій розглядуваній ділянці русла) розв'язання завдання трансформації представляється у вигляді інтеграла Дюамеля:

$$Q(t) = \int_0^t q(t-\tau)r(\tau)d\tau \quad (9.19)$$

або

$$Q(t) = \sum_{\tau=1}^{\tau=t} q(t-\tau+1)r(\tau), \quad (9.20)$$

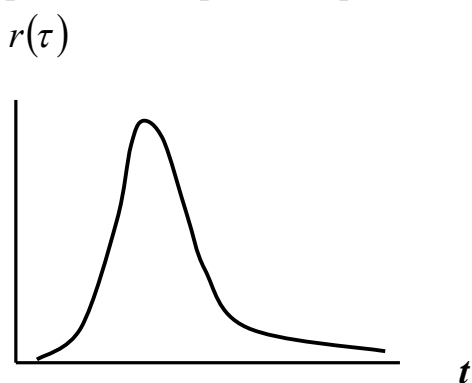
де $Q(t)$ і $q(t-\tau)$ - витрати води відповідно, в нижньому і верхньому (розмір попуску) створах в моменти часу t і $t-\tau$;
 $r(\tau)$ - крива добігання стоку (функція впливу) на даній ділянці.

Функція $r(\tau)$ показує, яка частка витрати води у верхньому створі доходить до нижнього в момент часу t .

Ординати функції впливу можливо визначити як відношення об'єму води Q за час Δt , який дорівнює τ , до загального об'єму води, що надійшла, $V = q\Delta t$:

$$r(\tau) = \frac{Q\Delta t}{q\Delta t}. \quad (9.21)$$

Графічний вигляд кривої добігання води для річкових хвиль показаний на рис.9.9. Вода, що надійшла на ділянку через верхній створ (ділянка безприпливна) пройде через нижній створ. Важливою властивістю функції



$r(\tau)$ є те, що площа фігури, яку обмежує крива добігання або, що теж саме, сума ординат $r(\tau)$ дорівнює одиниці. Ця властивість трансформційної функції відображає умову збереження об'ємів води на ділянці. Характерно, що крива добігання має максимум і зі збільшенням часу досягає нуля.

Рис. 9.9 - Графічний вигляд функції трансформації

Вираз (9.19) або (9.20) є основним співвідношенням для прогнозів витрат (рівнів) води в кінці безприпливної ділянки річки.

Розрахунок витрат води при цьому зводиться до послідовного помноження кожної витрати води у вхідному створі $Q_e(q)$ на всі ординати кривої добігання $r(\tau)$ і потім до підсумовування одержаних добутоків за строками (табл.9.1)

Таблиця 9.1 – Схема розрахунку трансформації паводка за інтегралом Дюамеля

№	$Q_B(t - \tau)$	$r(\tau)$	Q_1	Q_2	Q_3	Q_{H_t}
1	Q_1	r_1	Q_1r_1			Q_1r_1
2	Q_2	r_2	Q_1r_2	Q_2r_1		$Q_1r_2 + Q_2r_1$
3	Q_3	r_3	Q_1r_3	Q_2r_2	Q_3r_1	$Q_1r_3 + Q_2r_2 + Q_3r_1$
		r_4	Q_1r_4	Q_2r_3	Q_3r_2	$Q_1r_4 + Q_2r_3 + Q_3r_2$
				Q_2r_4	Q_3r_3	$Q_2r_4 + Q_3r_3$
					Q_3r_4	Q_3r_4

У природних умовах таке підсумовування можливе тільки з моменту часу, віддаленого від початку розрахунку не менше ніж на t_i одиниць часу, тобто на число ординат кривої добігання.

9.2.2 Розрахунок трансформації паводків за методом Калиніна-Мілюкова

1. Розглядається безприпливна ділянка русла (рис.9.10), на якій залежність між витратою Q і рівнем води H неоднозначна, тобто

$$Q = f(H, i), \quad (9.22)$$

де i - ухил водної поверхні.

2. Процес трансформації розглядається як проходження паводків через каскад водосховищ. Ці водосховища – лінійні, тобто об'єм води у кожному водосховищі прямо пропорційний витраті води з нього

$$W = k \cdot Q_H. \quad (9.23)$$

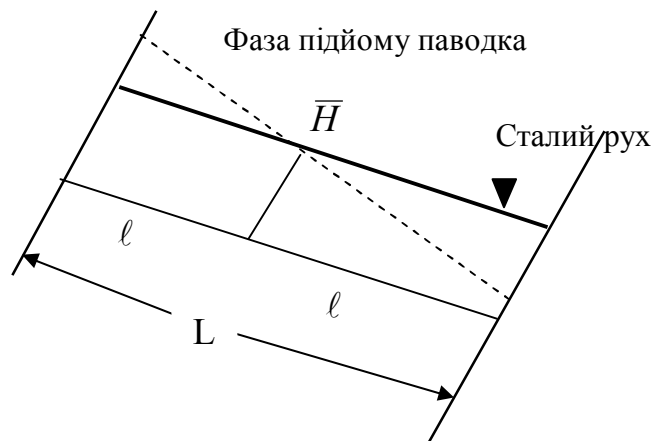


Рис.9.10 – Формування паводка на ділянці річки

3. Кожне таке умовне водосховище – *характерна ділянка русла*. Для кожної характерної ділянки вважається існування однозначної залежності між витратою води у замикальному створі та рівнем води по середині ділянки $Q = f(\bar{H})$. При цьому довжина ділянки дорівнює $2l$ (рис.9.10).

Припустимо, що сталий рух річного потоку припинився і набув характеру несталого за рахунок появи повеневої хвилі, але порушення відбулося таким чином, що витрата води не змінилася, тобто $dQ = 0$.

Для n -ї характерної ділянки частка від витрати попуску води в створі $r(t)$ дорівнює

$$Q_n = \frac{\Delta t}{(n-1)! \tau} \left(\frac{t}{\tau} \right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} \cdot Q_0, \quad (9.24)$$

де n - кількість характерних ділянок;

τ - час руслового добігання в межах одній ділянки, д;

t - поточна ордината.

Коефіцієнт, що стоїть перед Q_0 - це частка від витрати води попуску Q_0 в створі. Він носить назву **трансформаційної функції або функції впливу $r(t)$** . У даному випадку вона розглядається як функція розподілу у часі витрат води у нижньому створі ділянки річки, що були отримані в результаті надходження одиничної витрати води до верхнього створу ділянки (функція трансформації або функція впливу).

Якщо через верхній створ попуск не одиничний, тобто при наявності гідрографа у верхньому створі, отримаємо

$$Q_t = \int_0^t Q_0 \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau} \right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} dt = \int_0^t Q_B \cdot r(\tau) dt. \quad (9.25)$$

Рівняння (9.25) є генетична формула стоку. При цьому трансформаційна функція дорівнює

$$r(\tau) = \frac{\Delta t}{(n-1)! \tau} \left(\frac{t}{\tau} \right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{\tau}}. \quad (9.26)$$

Запитання для самоперевірки

1. Які методи відносяться до лінійних і нелінійних моделей трансформації для безприпливних ділянок річок?
2. За якими методами відбувається побудова кривої руслових запасів води на ділянці річки?
3. Як ведеться побудова узагальненої кривої руслових запасів води та визначення часу руслового добігання по ній?
4. Що називається “характерною ділянкою”?
5. Що таке функція трансформації та які її основні властивості?
6. В чому полягає розрахунок гідрографа паводка за інтегралом Дюамеля?
7. В чому сутність розрахунку гідрографа паводка за методом Калиніна-Милюкова?

10 ПРОГНОЗИ, ОСНОВАНІ НА ЗАКОНОМІРНОСТЯХ РОЗПОДІЛУ РУСЛОВИХ ЗАПАСІВ ВОДИ У РІЧКОВІЙ МЕРЕЖІ ТА ПРИПЛИВУ ВОДИ ДО НЕЇ

Такого виду прогнози широко використовуються при складанні місячних планів експлуатації великих водосховищ, вироблення енергії ГЕС на річках Кама, Волга, Дніпро, Об, Ангара та інших річках, при плануванні навігацій. Значним внеском в розвиток методів таких прогнозів є дослідження М.М.Вернадського, Г.П.Калиніна та В.І.Сапожникова [10, 11].

10.1 Фізичні основи прогнозів

Загальна схема процесу формування стоку річок представлена на рис.10.1.

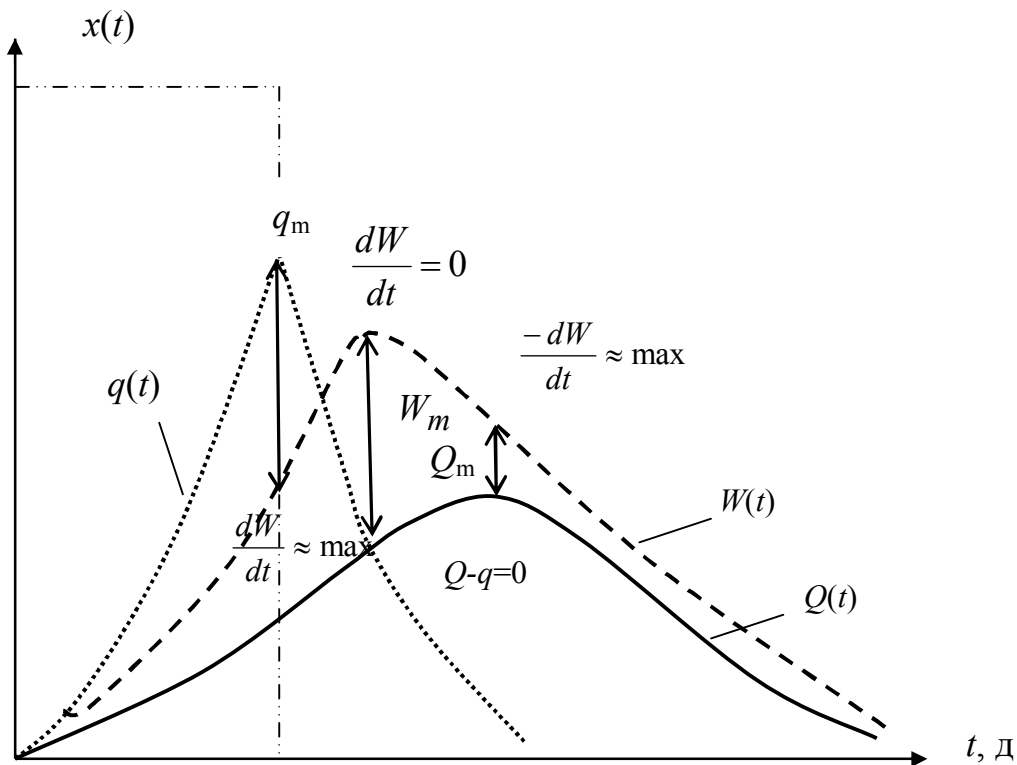


Рис.10.1 – Загальна схема процесу формування річкового стоку

Як видно, цей процес складається із таких етапів:

- *надходження дощової* (або талої) води на поверхню басейну - $X(t)$;
- *стікання води по схилах* $q(t)$, яке завершується її припливом (надходженням) в річкову мережу; при цьому максимум припливу q_m , який часто називають сумарним припливом, настає у момент закінчення дощу або відразу ж після цього;
- *накопичення води в річковій мережі* басейну $W(t)$, при цьому його найбільша інтенсивність, тобто досягнення похідною $\frac{dW}{dt}$ свого максимуму, який спостерігається у той же час, коли $q = q_m$.

Максимум накопичення води W_m настає дещо пізніше, тобто коли приплив q , що зменшується, буде дорівнювати зростаючому стоку – витраті води Q через замикальний створ (див. рис.10.1), тобто

$$\frac{dW}{dt} = Q - q = 0; \quad (10.1)$$

- *стік води через замикальний створ* $Q(t)$, що призводить до витрачання накопиченого запасу води в річковій мережі; при цьому максимум стоку настає в момент, коли спостерігається максимум зменшення запасу води в річковій мережі, тобто коли в фазі убивання запасу абсолютна величина похідної $\frac{dW}{dt}$ досягає максимуму (див.рис.10.1).

Така послідовність в розвитку процесу річкового стоку вказує на можливість розробки таких способів прогнозів:

1) **прогнози стоку води за даними про опади** (або танення снігового покриву); при цьому розглядається надходження води на поверхню басейну, інфільтрація, заповнення різного роду безстічних поглиблень на його поверхні, випаровування, потім сам процес стікання води зі схилів до руслової мережі та, наприкінці, рух водних мас по руслах річок;

2) **прогнози стоку за даними про запаси води в руслах річок та приплив води до них**; способи таких прогнозів включають визначення припливу води в річкову мережу, оцінки запасу води в руслах та розрахунок руху водних мас по руслах річок;

3) **прогнози стоку за даними про запаси води в річковій мережі**; тут необхідне вже тільки визначення цих запасів і розрахунок їх витрат через замикальний створ.

Вище перелічені три групи способів прогнозів мають різні умови і межі свого застосування.

Перша група способів ґрунтується на розгляді усіх основних процесів, які формують стік води. Тому вони можуть дати найбільшу завчасність самих прогнозів. У другій та третій групах розглядається формування стоку, починаючи тільки з моменту надходження води в річкову мережу або навіть з моменту, коли вже утворились значні запаси води в русловій мережі.

10.2 Теоретичні основи прогнозів за даними про запаси води у річковій мережі та приплив води до неї

Теоретичною основою цієї групи прогнозів є рівняння водного балансу поверхні водозбору і річкової мережі [10,11]

$$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t = W_C + W_{ПОВ} - P_T + W_{t_0} + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_{ПДЗ} \Delta t + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_D \Delta t, \quad (10.2)$$

де $\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t$ - об'єм стоку від дати t_0 до дати $t_0 + t$, м³;

W_C - запаси води у сніговому покриві, м³;

$W_{ПОВ}$ - запаси води на поверхні водозбору, м³;

P_T - втрати талого стоку за час Δt , мм;

W_{t_0} - запаси води у русловій мережі в момент часу t_0 , м³;

$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q_{ПДЗ} \Delta t$ - об'єм стоку підземних вод, що надійшли до русла за час Δt , м³;

$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q_D \Delta t$ - об'єм стоку дощових вод, що надійшли до русла за час Δt , м³.

Припустимо, що t_0 - це дата випуску прогнозу (ДПВ). Складові прогностичного рівняння будуть залежати від цієї дати випуску прогнозу.

Якщо ДВП (t_0) припадає на початок сніготанення, а Δt буде визначатися тривалістю водопілля, то

$$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t = W_C - P_T + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_{ПДЗ} \Delta t + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_D \Delta t. \quad (10.3)$$

У цьому випадку, коли танення снігу ще не почалося, $W_{ПОВ}=0$, а запаси води у русловій мережі W_{t_0} досить малі, тобто ними можна знехтувати.

Рівняння (10.3) є основою довгострокових прогнозів весняного стоку річок.

Якщо ДВП (t_0) припадає на дату після сходу снігу ($W_C=0$) і поверхневого стоку вже немає ($W_{ПОВ}=0$), то

$$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t = W_{t_0} + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_{ПДЗ} \Delta t + \sum_{t_0}^{t_0+t} Q_D \Delta t. \quad (10.4)$$

Рівняння (10.4) є теоретичною основою для прогнозів стоку за даними про запаси води у русловій мережі та про приплив води до неї.

У випадку, коли прогноз випускається після закінчення весняного вододілля, у посушливий період, коли опадів практично немає, а підземна складова стоку мало змінюється за часом, стік води у замикальному створі можна представити як функцію тільки запасів води у руслі

$$\sum_{t_0}^{t_0+t} Q \Delta t = f(W_{t_0}), \quad (10.5)$$

При цьому W_{t_0} вміщує в собі і підземний приплив. Отримана залежність (10.5) є основою усіх прогнозів за даними про руслові запаси води. Прогноз випускається у вигляді середніх витрат води за п'ятиденку або декаду ($\bar{Q}_{t+\Delta t}$).

10.3 Способи визначення руслових запасів води

10.3.1 Визначення руслових запасів води на ділянці, обмеженій гідрометричними створами

У загальному випадку руслові запаси на безприпливній ділянці річки оцінюються за формулою (див. пп. 9.1)

$$W_t = \tau \cdot \bar{Q}, \quad (10.6)$$

де τ - середній час добігання на ділянці річки, д;
 \bar{Q} - середня на ділянці річки витрата води, що визначається з урахуванням внеску витрат, які проходять через верхній Q_B і нижній Q_H створи, на формування середньої витрати на ділянці

$$\bar{Q} = kQ_B + (1 - k)Q_H, \quad (10.7)$$

де k - коефіцієнт внеску.

Найчастіше $k=0,5$.

Наприклад, за наявності спостережень за стоком води у верхньому (Q_B) та нижньому (Q_H) створах безприпливних ділянок річок, руслові запаси підраховуються за формулою

$$W_t = \frac{Q_{B,t} + Q_{H,t}}{2} \tau_{B-H}, \quad (10.8)$$

де τ_{B-H} - час добігання від верхнього створу до нижнього, д;

$Q_{H,t}$ - витрата води у нижньому створі на дату t , м³/с;

$Q_{B,t}$ - витрата води у верхніх створах на дату t , м³/с.

Якщо час добігання від усіх верхніх створів до нижнього однаковий, то на припливній ділянці річки визначення руслових запасів відбувається так само, як і на безприпливній. Але величина Q_B - це сума витрат води в усіх верхніх створах. Отже, якщо між верхнім та нижнім створами є боковий приплив, то для такої ділянки річки враховується витрата води припливу $Q_{ПР}$

$$W_t = \frac{Q_B + Q_H + Q_{ПР}}{2} \bar{\tau}, \quad (10.9)$$

де $\bar{\tau}$ - осереднений час добігання, д.

Коли ж час добігання від верхніх створів до нижнього суттєво різний, то річкова мережа розбивається на ділянки, і об'єм води у річковій мережі підраховується для кожної ділянки річки окремо

$$W_t = W_{1,t} + W_{2,t} + W_{3,t} + \dots + W_{j,t} + \dots + W_{m,t}, \quad (10.10)$$

де $W_{j,t}$ - запас води на j -й ділянці у момент часу t , м³;

m - кількість ділянок.

Рівняння (10.10) можна представити у вигляді

$$W = \sum_{j=1}^m \tau_j \bar{Q}_j, \quad (10.11)$$

де τ_j - час добігання на j -й ділянці, д;

\bar{Q}_j - середня витрата на j -й ділянці, м³/с.

Слід зазначити, що для визначення руслових запасів води на ділянці від витоків річки до першого замикального створу використовується формула

$$W_{0-1} = \frac{1}{2} Q_H \tau_{0-1}, \quad (10.12)$$

де τ_{0-1} - час добігання від витоків до першого створу, д.

Рівняннями (10.11) і (10.12) легко користуватись за наявності карто-схеми ізохрон на басейні.

10.3.2 Визначення руслових запасів води за рівнянням водного балансу ділянки річки

За цим методом зміна об'єму води на ділянці за час Δt визначається по витратах води у верхньому Q_B і нижньому Q_H створах з урахуванням припливу $Q_{ПР}$, що надійшов до ділянки річки

$$\Delta W = (Q_B \Delta t + Q_{ПР} \Delta t) - Q_H \Delta t. \quad (10.13)$$

Якщо взяти n послідовних проміжків часу, то отримаємо n послідовних сум ΔW або об'ємів води, накопичених у руслі

$$\Delta W = \sum_1^n [(Q_B + Q_{ПР}) \Delta t - Q_H \Delta t]. \quad (10.14)$$

При визначенні запасів води за цими виразами враховуються ті запаси, що знаходяться в основних руслах річкової мережі. При цьому об'єм води, що міститься в невеликих річкових притоках не враховується.

10.3.3 Визначення руслових запасів води за морфометричними даними

Цей метод використовується при відсутності даних спостережень за витратами води. Для кожної ділянки русла розрахунок руслових запасів води ведеться за формулою

$$W = \frac{\omega_H + \omega_B}{2} \ell, \quad (10.15)$$

де ω_H, ω_B - площі поперечного перерізу русла у нижньому та верхньому створах, м²;

ℓ - довжина ділянки річки, м.

Площа перерізу встановлюється за графіком $\omega_i = f(H_i)$. Далі будується крива об'ємів $W_{j,t} = f(\bar{H}_{j,t})$, де $\bar{H}_{j,t}$ - середній рівень води на ділянці річки на момент часу t .

Якщо спостереження організувати неможливо, використовується модель Н.О.Ржаніцина, згідно з якою річкова мережа розбивається на яруси чи порядки припливності. Вважається, що річки одного порядку мають близькі за значеннями гідравлічні, гідроморфометричні чи морфометричні характеристики. Середня довжина потоку n -го порядку ℓ_n дорівнює різниці середньої довжини річок n -го та $(n-1)$ -го порядків

$$\ell_n = L_n - L_{n-1}. \quad (10.16)$$

Визначивши характеристики потоків та їх кількість у групі кожного порядку, можна приблизно обчислити запас води у мережі n -го порядку за виразом

$$W = \sum_{n=1}^S \ell_n W_n N_n, \quad (10.17)$$

де S - максимальний порядок потоку даної річкової мережі, тобто порядок цієї мережі;

N_1, N_2, \dots, N_n - кількість потоків від 1-го до n -го порядків.

Для визначення W_n Ю.В.Горбунов розробив спеціальну емпіричну формулу [15].

10.3.4 Визначення руслових запасів води за методом Р.А.Нежиховського

Спосіб визначення руслових запасів води за методом Р.А.Нежиховського включає поєднання морфометричних і гідрометричних даних. При цьому запаси води в річковій мережі (m^3) розраховуються окремо для річок:

- великих (при довжині більшій ніж 100 або 150 км) – за рівнянням водного балансу для ділянки річки, тобто за рівнянням (10.13);
- середніх (від 10 до 100-150 км);
- малих (до 10 км, у тому числі водотоків в ярах і балках).

Запас води в русловій мережі *великих річок* визначається за рівнянням водного балансу (10.13) чи (10.14).

Для *середніх і малих річок* запаси води в їх руслах розраховуються за виразом

$$W_{0-100} = \frac{q_{сер}}{v_{сер}} (0.5f_0n_0 + f_{10}n_{10} + \dots + f_{90}n_{90} + 0.5f_{100}n_{100}) \cdot 10^4, \quad (10.18)$$

де $q_{сер}$ та $v_{сер}$ - осереднені по басейну модуль стоку л/(с·км²) та швидкість руху води в руслах річок м/с,

n - число створів, що знаходяться на рівному віддаленні від витоків річок,

n_0 - кількість витоків з площами водозборів f_0 ;

n_{10}, \dots, n_{100} - кількість створів, віддалених від витоків на 10, ..., 100 км;

f_{10}, \dots, f_{100} - середня площа водозборів, які замикають створи, рівно віддалені від витоків, км².

10.4 Способи прогнозів стоку за даними про запаси води в річковій мережі

В таких способах прогнозів річного стоку вихідними даними є руслові запаси води в річковій мережі, які підраховуються на дату випуску прогнозу (W_t), і величина припливу води до річкової мережі ($q_{t+\Delta t}$).

Прогностичні залежності носять фізико-статистичний характер. Тут можливі два варіанти:

1) Коли прогнози стоку $\bar{Q}_{t+\Delta t}$ необхідно надавати із завчасністю, що *перевищує максимальний час добігання води по руслах річок* від витоків до замикального створу, тобто $\Delta t \geq \tau_{\max}$, то можна вважати, що

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t), \quad (10.19)$$

де W_t - запас води у всій річковій мережі басейну у день складання прогнозу t , м³.

Тобто, якщо період завчасності прогнозу $\Delta t \geq \tau_{\max}$, то розрахунок W_t *ведеться для всієї річковій мережі*. Розкид точок на графіку прогностичної залежності (10.19) буде визначатися неврахованими опадами.

2) Коли прогнози стоку $\bar{Q}_{t+\Delta t}$ даються на термін, *менший від максимального часу руслового добігання води* ($\Delta t < \tau_{\max}$), то необхідно оцінювати тільки ту частину руслових запасів води, яка встигне пройти через замикальний створ за період Δt . Тобто W_t - *це величина запасу води в тій частині річкової мережі басейну, яка обмежена ізохроною τ , д, при $\tau = \Delta t$* .

Залежності виду між русловим запасом води і середньою витратою води за деякий період бувають достатньо точними, коли приплив води до річки за період завчасності прогнозу Δt відносно незначний. Тоді залежність (10.19) можна представити, наприклад, у вигляді

$$\bar{Q}_{t+\tau_{\max}} = aW_t. \quad (10.20)$$

Дані про запаси води у великій річковій мережі часто використовуються для прогнозів *літнього, осіннього та зимового стоку рівнинних річок*.

10.5 Способи прогнозів стоку за даними про запаси води в річковій мережі та припливу води до неї

Під час проходження весняного водопілля та дощових наводків, коли приплив води до річкової мережі значно змінюється протягом періоду, на який надається прогноз стоку, тобто протягом завчасності прогнозу Δt , то мають місце залежності

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t, q_{t+\Delta t}), \quad (10.21)$$

де $q_{t+\Delta t}$ - приплив води до річкової мережі за період завчасності прогнозу, який дорівнює Δt дням.

Іноді використовують величини припливу води q_t або $q_{t-\Delta t}$, оскільки існує залежність між попереднім і наступним припливом води.

Часто залежність (10.21) має вигляд

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = aW_t + bq_t. \quad (10.22)$$

Способи розрахунку припливу води q_t ведуться одним з відомих методів, описаних в навчальній літературі.

Коли на майбутній приплив води має суттєвий вплив танення снігу, який ще залишається на басейні, то при розрахунку величини q_t за період завчасності прогнозу, потрібно враховувати запаси води в ньому та, якщо є можливість, й коефіцієнти стоку талих вод. Прогнозні залежності більш складні і мають вигляд

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t, W_C, \bar{Q}_{Д, \Delta t}, \bar{Q}_{ПДЗ, \Delta t}). \quad (10.23)$$

Але головним чинником прогнозованих стокових величин $\bar{Q}_{t+\Delta t}$ залишається розрахунок вихідної величини W_t .

Практичні способи прогнозів стоку за даними про запаси води в річковій мережі та припливи води до неї

Графічний вигляд прогнозної залежності (10.21), коли дощовий стік суттєвий, наприклад, місячного стоку від кількості опадів, які беруть участь в його формуванні та витрати води в замикальному створі перед початком місяця у вигляді (10.20), показаний на рис.10.2. Оскільки початкова витрата води в річці характеризує ступень загального запасу вологи на басейні, включаючи й запаси води в русловій мережі і водомістких шарах, залежності (10.20) мають аналогічний вигляд відповідно до рис.10.2.

З аналізу загальної залежності, представленої на рис. 10.2, можна відзначити такі її ***особливості***:

1. При збільшенні початкової витрати води Q_t при певній кількості опадів X зростання величини меженного стоку \bar{Q}_{t+30} уповільнюється, тобто зміна $\Delta \bar{Q}_{t+30} / \Delta Q$ зменшується із зростанням Q_t , а криві при більших витратах води Q_t мають менший нахил до лінії абсцис. Такі ж тенденції зміни відмічаються й для коефіцієнта дощового стоку, зумовленого змінами вологості ґрунтів при випадінні даного дощу.

$\bar{Q}_{t+30}, \text{ м}^3/\text{с}$

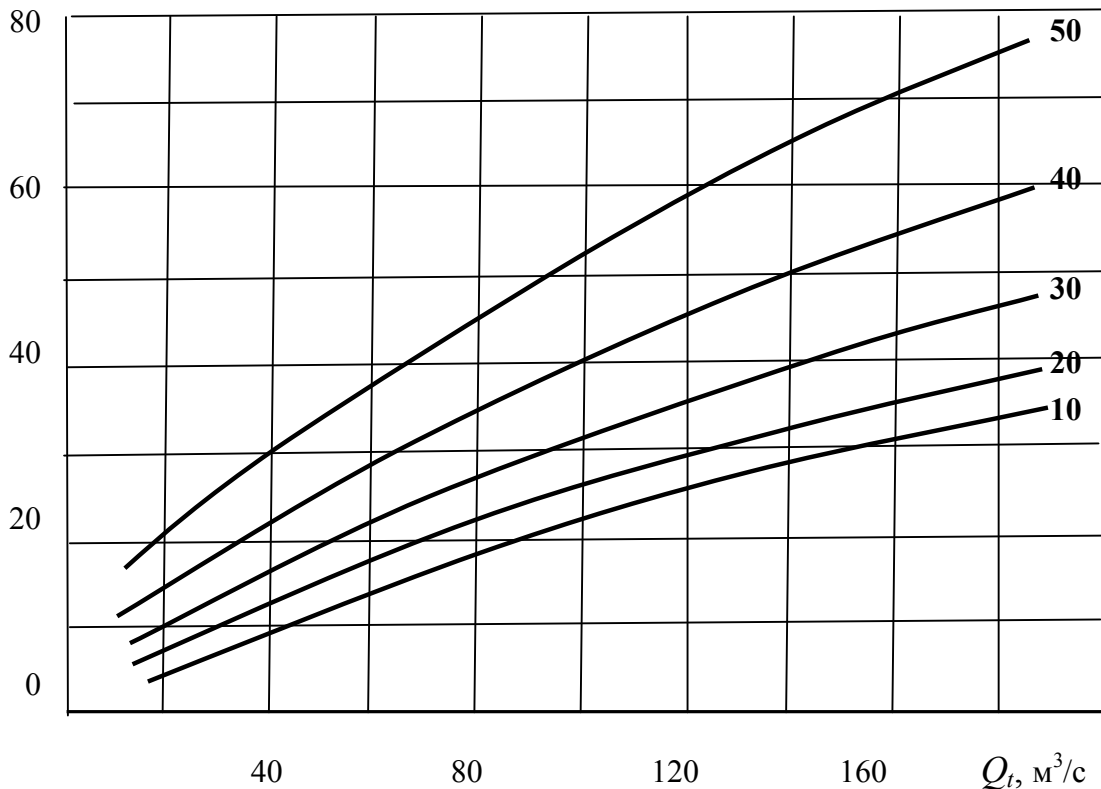


Рис. 10.2 – Загальний вигляд залежності місячного стоку літньо-осіннього періоду (\bar{Q}_{t+30}) від витрати води в початковий момент часу (Q_t) і кількості опадів (X)

2. При даному значенні витрати води Q_t і збільшенні кількості опадів X величина приросту меженного стоку \bar{Q}_{t+30} приблизно дорівнює величині, на яку збільшуються опади. Це пов'язане зі збільшенням коефіцієнта стоку при підвищенні опадів.

3. За умови, що перша крива побудована по нижньому краю поля точок, вона виражає зв'язок місячного стоку з початковим запасом води в русловій мережі і водомістких горизонтах, які живлять річку, і визначає **гарантовану криву стоку** при даних умовах водності у початковий період.

У випадку несталих погодних умов **взимку** і за наявності відлиг в прогнозі залежності в якості третьої змінної вводиться, наприклад, сума плюсових температур повітря $\sum \Theta_+$ за відлигу або за місяць, яка враховує додатковий об'єм талої води в період зимових потеплінь у вигляді

$$\bar{Q}_{t+30} = f(W_t, \sum \Theta_+). \quad (10.24)$$

Однак, можливості таких прогнозів обмежені через відсутність достовірного метеопрогнозу інтенсивності і тривалості відлиги, а також кількості опадів за відлигу. Оцінити ці величини можливо, наприклад, склавши якісний прогноз – вище, нижче або на рівні кліматичної норми метеорологічної величини.

10.6 Прогнози стоку по тенденції або по кривих спаду паводків

Ці методи прогнозів ґрунтуються на використанні інерційності в гідрологічних явищах. На стік води в замикальному створі впливають як **змінні гідрометеорологічні чинники**, що змінюються в просторі і в часі (це опади, температура повітря, хмарність, вологість повітря), так і **постійно діючі басейнові чинники**, пов'язані з особливостями будови річкових басейнів і їх гідрографічної мережі (похили схилів, механічний склад ґрунтів, озерність, заболоченість, рослинність).

У зв'язку з цим, не дивлячись на велику різноманітність умов формування стоку, гідрографи стоку під час дощу або танення снігу з року в рік на тій або іншій річці мають певні особливості, обумовлені інерційністю процесів формування стоку. Передбачається, що існуюча у момент випуску прогнозу тенденція в зміні рівня або витрати води зберігається протягом деякого часу. Ця властивість дозволяє застосовувати методи екстраполяції ходу рівнів і витрат води **по тенденції їх зміни на деякий час вперед**.

Загальна формула для обчислення запасів води у руслі в період спаду паводка чи водопілля має вигляд

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (10.25)$$

або

$$Q_t = Q_0 / (1 + \beta t)^2, \quad (10.26)$$

де Q_0 - початкова витрата, м³,с;

де α і β - коефіцієнти виснаження;

t - дата, на яку ведеться прогноз.

Ці аналітичні рівняння є **теоретичною основою прогнозів** по кривих спаду.

У практиці використовують два підходи при екстраполяції:

а) встановлення залежностей, які враховують закономірності ходу рівнів (витрат) води в даному створі протягом попереднього періоду часу (**метод тенденцій**);

б) пошук типової для даної річки форми ходу рівнів (витрат), наприклад, кривих спаду повені. **Побудова типової кривої спаду** можлива графічним і аналітичним методами.

Для прогнозу спаду рівня частіше використовується підхід, який базується на типових кривих спаду. Існує декілька способів встановлення типових кривих спаду.

Побудова типової кривої спаду (графічне вирішення)

I. Побудова кривої спаду за осередненою залежністю $Q(t + \Delta t) = f[Q(t)]$ відбувається таким чином. Задається найбільша витрата води Q_1 і за допомогою залежності визначається витрата води через період Δt , яка позначається як Q_2 . Далі по Q_2 знову таки за отриманою залежністю визначається $Q(t + \Delta t) = Q_3$ і т.д. За цими даними потім будується осереднена крива спаду.

Крива спаду, яка відповідає найбільш інтенсивному зниженню витрат води за розглядуваний період часу Δt , називається гарантійною кривою спаду. Вона будується за нижньою обвідною зв'язку $Q(t + \Delta t) = f[Q(t)]$.

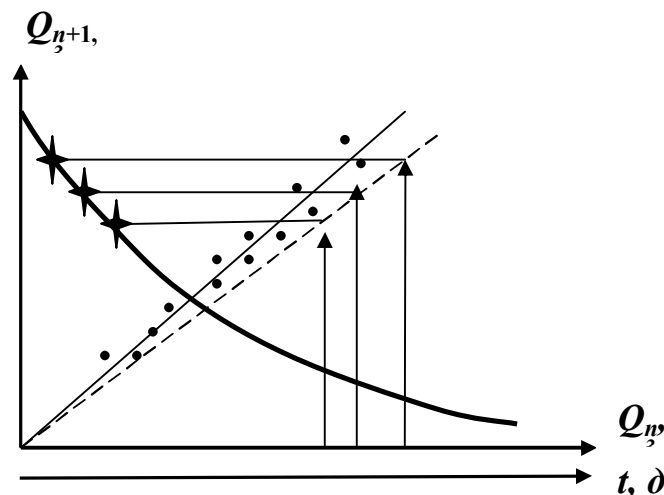


Рис.10.2 – Побудова типової гарантійної кривої спаду за гарантійною кривою

II. **Метод А.В.Огієвського.** Побудова кривих спаду здійснюється окремо для низьких, середніх і високих паводків, тобто криві спаду класифікуються:

- за максимальною витратою;

- за кількістю опадів, що випали за період спаду (враховуються випадки, коли опади на спаді паводка відсутні, коли кількість опадів дорівнює або перевищує норму. На рис.10.3 пунктирна лінія – типова крива спаду.

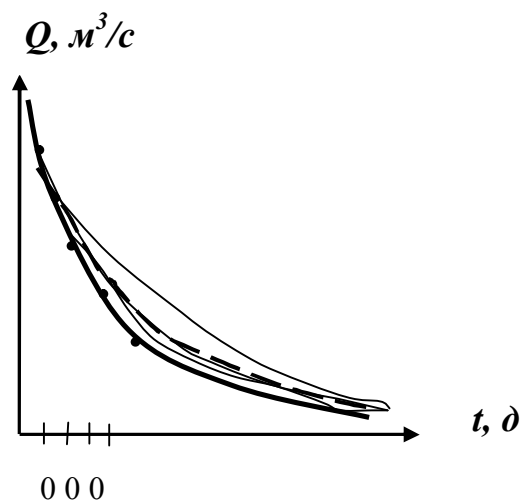


Рис.10.3 – Побудова типової кривої спаду за методом А.В.Огієвського

III. **Метод К.П.Воскресенського.** Запропоновано виразити щорічні криві спаду у частках від максимальної витрати води (Q_t/Q_m), а час t - у частках тривалості спаду водопілля T_{cn} . Така крива спаду має вигляд:

$$\frac{Q_t}{Q_m} = f\left(\frac{t}{T_{cn}}\right). \quad (10.27)$$

Для того, щоб використати цю криву у прогнозах, необхідно знати тривалість спаду. Його визначення відбувається зворотним методом. Через декілька діб після початку спаду розраховується відношення (Q_t/Q_m) і з кривої спаду знімається відповідне значення t/T_{cn} . Знаючи t , обчислюється T_{cn} . Після цього по кривій спаду (рис.10.4) на кожну добу можна визначити (Q_t/Q_m) і відповідно й хід витрати води протягом всього спаду.

Побудова кривої спаду за допомогою аналітичного вирішення задачі

Для опису кривих спаду використовують аналітичні вирази (10.25) чи (10.26), виражених відносно максимальної витрати води паводка чи водопілля Q_m .

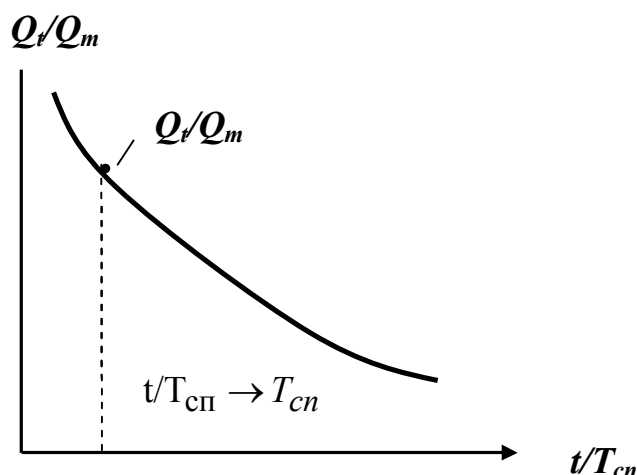


Рис.10.4 - Побудова типової кривої спаду за методом К. П. Воскресенського

Коефіцієнти α і β залежать (як встановила О. С. Змійова) від будови річкової мережі басейну, максимального часу руслового добігання, розподілу запасів води в русловій мережі та їх поповнення

$$\bar{\alpha} = f\left(\tau_m, \frac{W + \eta S}{(W + \eta S)_{сер}}\right), Q_{дощ}, \quad (10.28)$$

$\frac{W + \eta S}{(W + \eta S)_{сер}}$ - показник величини запасів води у басейні;

η - коефіцієнт стоку від снігозапасів S , які залишилися на басейні;

$Q_{дощ}(q_x)$ - приплив води до річкової мережі від дощів, що надійшли в період спаду, (л/(с·км²)).

Коли дощовий стік невеликий, величиною $Q_{дощ}(q_x)$ нехтують.

Коефіцієнти α і β називають **коефіцієнтами виснаження**.

Коефіцієнти α і β можуть значно змінюватись від року до року і навіть в період спаду для одного року. Розглянемо вживання першої з цих формул, оскільки вирішення другої – аналогічне.

Спочатку визначають середні значення $\bar{\alpha}$ за період спаду для низки років за формулою, що безпосередньо впливає з (10.25)

$$\bar{\alpha} = \frac{\ln(Q_t / Q_m)}{t} \quad \text{чи} \quad \bar{\alpha} = \frac{\lg Q_m - \lg Q_t}{\tau_m \lg e}, \quad (10.29)$$

де Q_t - витрати води в період спаду, м³/с;

Q_m - максимальна витрата води, м³/с.

Потім будують графіки зв'язку набутих значень $\bar{\alpha}$ з характеристиками запасів води на басейні

$$\bar{\alpha} = f(W_m), \quad (10.30)$$

де W_m - запас води в русловій мережі, визначений на дату максимальної витрати води кожного року за зв'язком $W = f(Q_m)$.

За допомогою цієї залежності вже на початку спаду можна визначити середнє значення **коефіцієнта виснаження** $\bar{\alpha}$ для всього періоду спаду водопілля у поточному році при даному W_m . При суттєвій ролі опадів на спаді водопілля можна побудувати серію кривих (10.30), які відповідають різним значенням опадів (рис.10.5).

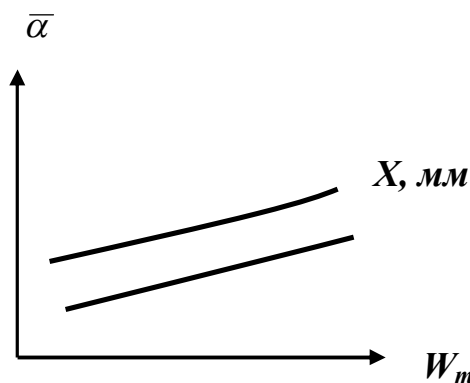


Рис.10.5 – Залежність для визначення коефіцієнта $\bar{\alpha}$

Потім виконується обчислення значень параметра α_t щодо більш коротких інтервалів часу: 5, 10 діб і т.д. Аналіз цих значень параметра α_t показав, що вони істотно змінюються залежно від часу, який відлічується від початку спаду. Щоб врахувати цю зміну, будують узагальнені за декілька років залежності

$$\alpha_t / \bar{\alpha} = f(t). \quad (10.31)$$

Користуючись цією залежністю, можна для кожного інтервалу часу визначити відповідне йому значення параметра α_t . Знаючи зміну параметра α_t в часі (рис.10.6), можна розрахувати і всю криву спаду. Розкид точок на графіку може бути врахований ще одним чинником – максимальною витратою води повені.

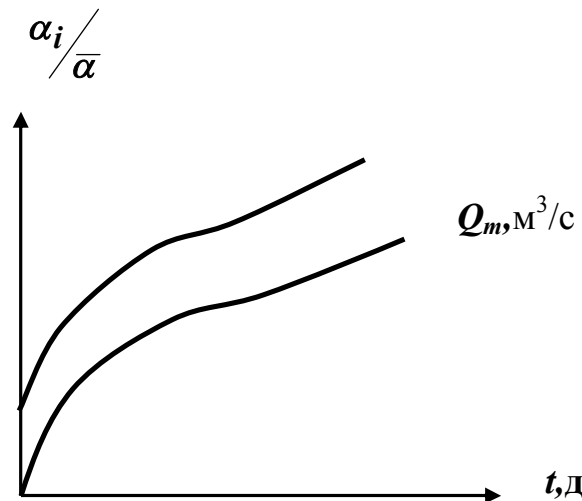


Рис.10.6 – Залежність для визначення відношення $\frac{\alpha_i}{\bar{\alpha}}$

Таким чином, для прогнозу витрат води на спаді повені потрібно мати три графіки:

- 1) криву об'ємів $W = f(Q_m)$;
- 2) криву (10.30) для прогнозу середнього значення коефіцієнта виснаження $\bar{\alpha}$,
- 3) зміни $\frac{\alpha_i}{\bar{\alpha}}$ в часі у вигляді залежності (10.31).

Запитання для самоперевірки

1. Яка загальна схема процесу формування стоку річок?
2. Що є теоретичною базою прогнозів за даними про запаси води у річковій мережі та припливі води до неї?
3. Якими способами визначаються руслові запаси води в річці?
4. Які ви знаєте види прогнозів стоку за даними про руслові запаси води?
5. Як прогнозуються характеристики стоку за даними про руслові запаси води та приплив води до неї?
6. Який загальний вигляд залежностей для прогнозу стоку річок у різних фізико-географічних умовах?
7. Які гідрометеорологічні чинники впливають на стік води в замикальному створі?
8. На чому ґрунтуються фізичні основи прогнозів витрат води на спаді паводка чи повені?
9. Які існують способи для екстраполяції витрат води на спаді паводка чи повені? У чому вони полягають?

11 КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК

11.1 Фізичні основи прогнозів

Для прогнозування ходу витрат води (гідрографа) весняного водопілля в створі річки необхідним є розрахунок витрат води в період його розвитку.

На сьогодні існують *два підходи* до розрахунку гідрографа річки за період весняного водопілля [10,11].

Перший спосіб базується на *математичному описі* процесів формування стоку на басейні:

- надходження води на поверхню ґрунту – інтенсивності сніготанення, водовіддачі снігового покриву, випадіння рідких опадів;
- втрат талих і дощових вод – на інфільтрацію, випаровування, поверхневе затримання та ін.;
- стікання тало-дощової води по схилах і руслах річок, формування гідрографа весняного водопілля.

Другий спосіб прогнозу гідрографа водопілля базується тільки на врахуванні *закономірностей руслового руху води*. Цей метод включає розробку різних способів прогнозів, які ґрунтуються на закономірностях руху паводкової хвилі і прогнозі за стоком малих річок.

Способи розрахунку та точність визначення основних процесів стокоутворення залежать від наявності і повноти вихідної гідрометеорологічної інформації та особливостей формування стоку в будь-якій фізико-географічній зоні.

11.2 Надходження води на водозбір

Характеристикою надходження води на водозбір є середній по площі запас води в сніговому покриві, шар талої води і рідких опадів за розрахункову одиницю часу.

11.2.1 Розрахунок середніх снігозапасів на водозборі

Розподіл снігу на поверхні водозбору має вкрай нерівномірний характер і залежить від типу підстильної поверхні (рельєфу, рослинності) і

метеорологічних умов періоду снігонакопичення в кожному конкретному році.

Сніг, який випадає на поверхню водозбору, може перерозподілятися під час зими за рахунок вітрового переносу у яри, балки, річки, на підвітряні схили. Різним є також співвідношення висоти снігу на відкритих частинах басейну й у лісі. Так, А.Д.Дубах і Г.Д.Ріхтер прийшли до висновку, що снігу накопичується на полях більше, ніж у лісі. Таке явище вони пояснюють затримкою значної частини снігу кронами дерев і швидким його випаровування. На думку інших авторів, до початку весни снігу в лісах накопичується більше, ніж у полі. Про це свідчать отримані цими авторами значення коефіцієнтів снігонакопичення k_l у лісах різноманітної породи в різних фізико-географічних районах.

З врахуванням нерівномірності снігонакопичення на відкритих і залісених ділянках середні зважені значення максимальних запасів води в сніговому покриві (S) на водозборах обчислюються за рівнянням

$$S = S_n(1 - f_l) + S_n k_l f_l \quad (11.1)$$

або у вигляді

$$S = S_n [1 + f_l (k_l - 1)], \quad (11.2)$$

де S_n – запаси води у сніговому покриві за вимірами у полі, мм;

f_l – залісеність водозборів (у частках від загальної їх площі);

k_l – співвідношення снігозапасів у лісі і полі, яке за даними вимірювань у басейнах південної частини лісної і лісостепової зон становить величину близько 1,10-1,15.

У районах із зимовими відлигами необхідно враховувати ще й запаси води у льодяній кірці

$$S_{лк} = 10^3 \rho h f_{лк} , \quad (11.3)$$

де h – середня товщина льодяної кірки, мм;

ρ - щільність льодяної кірки, кг/м³;

$f_{лк}$ – площа розповсюдження льодяної кірки (у частках від загальної площі).

Загальний запас води у сніговому покриві буде визначатися за формулою

$$S_m = S_n [1 + f_l (k_l - 1)] + S_{лк} . \quad (11.4)$$

Підрахунок середніх по басейнах запасів води в сніговому покриві здійснюється за формулою (11.1), де S_i обчислено за даними репрезентативних метеостанцій за вимірами в полі

$$S_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_j, \quad (11.5)$$

де S_j – максимальні снігозапаси по окремих пунктах їх виміру у межах водозбору, мм;

m – кількість вимірювальних пунктів снігозапасів.

При розрахунках гідрографа талого стоку окрім визначення середньої величини запасу води в сніговому покриві на водозборі необхідним є розрахунок шару танення снігу за розрахункові інтервали часу.

11.2.2 Розрахунок інтенсивності танення снігу

Теоретичною основою розрахунку інтенсивності сніготанення є рівняння теплового балансу снігового покриву, яке можна представити у вигляді

$$h_T = \frac{10^3}{L} (P \pm LE + Q - I_e + q_n + q_x + \Delta q_s), \quad (11.6)$$

де h_T - шар талої води який виник за одиницю часу (інтенсивність сніготанення), мм;

L - питома теплота плавлення, Дж/кг;

P - приплив тепла за рахунок турбулентного теплообміну з атмосферою, Дж/м²;

LE - кількість тепла, яке утримується чи втрачається сніговим покривом в результаті вологообміну з атмосферою, Дж/м²;

Q - приплив тепла за рахунок прямої та розсіяної короткохвильової сонячної радіації, Дж/м²;

I_e - ефективне випромінювання снігового покриву, Дж/м²;

q_n - кількість тепла, яке потрапляє з ґрунту, Дж/м²;

q_x - приплив тепла від рідких опадів, Дж/м²;

Δq_s - зміна кількості тепла в сніговому покриві, Дж/м².

Розрахунок інтенсивності сніготанення здійснюється при визначенні всіх складових рівняння теплового балансу (11.6) за номограмами, формулами та розрахунковими таблицями (метод П.П.Кузьміна). Розрахунок сніготанення ведеться окремо для дня і ночі у зв'язку з тим, що сніговий покрив отримує приплив тепла від сонячної радіації тільки у денну частину доби. Метод Кузьміна застосовується лише для відкритої місцевості в умовах похмурої чи ясної погоди.

В практиці гідрологічних прогнозів користуються більш простими способами розрахунку інтенсивності сніготанення – спрощеними формулами теплообміну Є.Г. Попова або приблизними залежностями, які враховують тільки середню добову температуру повітря (метод В.Д.Комарова).

Формули сніготанення Є.Г.Попова мають вигляд

- для денної частини доби

$$h_{T_D} = 3,1\alpha(\theta_{\max} - \bar{\theta}) + 0,675[C_N(\theta_D + 45) - 60] + 0,83(1 + 0,54\omega_D)(\theta_D - 0,65) + 0,006S\theta_H; \quad (11.7)$$

- для нічної частини доби

$$h_{T_H} = 0,83(1 + 0,54\omega_H)(\theta_H - 0,65) + 0,675[C_N(\theta_H + 45) - 60], \quad (11.8)$$

тут θ_D і θ_H – середні значення температури повітря відповідно за денні та нічні години, °С;

ω_D та ω_H - середні значення швидкості вітру за день та ніч, м/с;

θ_{\max} і $\bar{\theta}$ - максимальна і середня добова температура повітря, °С;

C_N - коефіцієнт, який враховує хмарність.

Формули (11.7) і (11.8) можуть давати великі помилки в дні з аномальним внутрішньодобовим ходом температури повітря, а також при суцільній хмарності або при мінливій хмарності, або при ясній погоді.

Інтенсивність танення можна приблизно розрахувати за температурою повітря за методом В.Д.Комарова

$$h_T = a\theta_+, \quad (11.9)$$

де h_T - шар талої води, мм/д;

a - коефіцієнт танення, тобто шар талої води на 1 °С;

θ_+ - плюсова середня добова температура повітря, °С.

Розглянуті способи розрахунку танення снігу запропоновані для відкритої місцевості. Приблизний розрахунок інтенсивності сніготанення в лісі можна виконати за формулою (11.9) при коефіцієнті танення

- для хвойного лісу

$$a_l = e^{-1,4\lambda} a_n,$$

- для листяного лісу

$$a_l = e^{-0,36\lambda} a_n,$$

де a_l і a_n - відповідно коефіцієнти танення снігу в лісі та в полі;

λ - повнота лісу (в частках одиниці).

Рівняння (11.9) дає найкращі результати для лісових ділянок і для районів зі сталими багатосніжними зимами (на північ від 54-55 ° півн.ш.). Значення коефіцієнтів танення снігу a в середньому можна вважати рівними 5,0-5,2 мм/(°С · д) для поля і 1,8-2 мм/(°С · д) – для лісу.

Існує й інший спосіб розрахунку інтенсивності сніготанення, який враховує вплив календарної дати і широти місцевості на дружність танення снігу, а при розрахунку водовіддачі – зниження водоутримувальної здатності снігу в процесі танення. Інтенсивність сніготанення для польових ділянок розраховують за номограмою Л.Г.Шуляковського такого вигляду

$$h_T = f(\theta, D), \quad (11.10)$$

де θ - середня денна або середня добова температура повітря, °С;

D - дата, на яку розраховують інтенсивність сніготанення.

Залежність (11.10) можна описати таким виразом:

$$h_T = \begin{cases} (\alpha_n D_{20} + \beta_n)(T + 0.02 D_{20} + 1.15), & \text{при } \theta > -2^0 \text{C}, \\ 0, & \text{при } \theta \leq -2^0 \text{C}, \end{cases} \quad (11.11)$$

де θ - середня добова температура повітря, °С;

D_{20} - кількість днів від 20 лютого до дати розрахунку інтенсивності сніготанення;

α_n і β_n - коефіцієнти, які визначаються по рис.11.1 залежно від широти місцевості, для якої розраховують сніготанення.

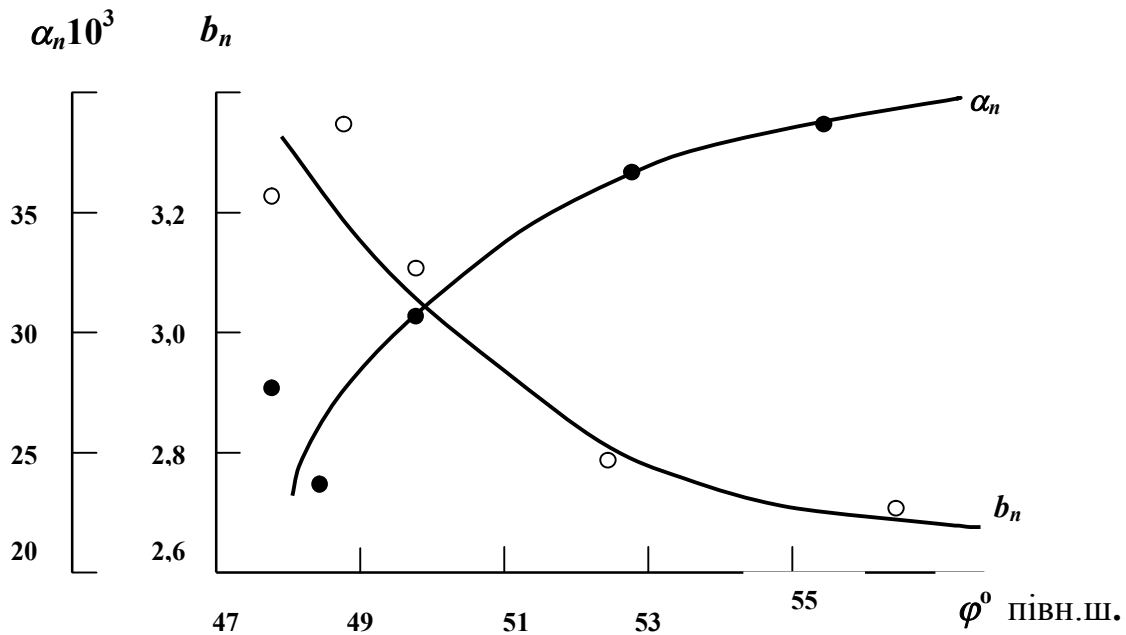


Рис.11.1 - Зміна коефіцієнтів α_n і β_n в залежності від широти місцевості

11.2.3 Визначення вологостності та водовіддачі снігового покриву

Водоутримувальна спроможність (вологеємність) снігу – це відношення максимальної кількості рідкої води, яку може утримувати в підвищеному стані деякий об’єм снігу, до загальної маси цього снігу. Ця величина залежить головним чином від структури снігу, яка змінюється в ході сніготанення – від крупнозернистого на початку до середньозернистого - наприкінці танення.

Для її розрахунку можна використовувати таку формулу

$$\gamma_n = (\gamma_{\text{макс}} - \gamma_k) \exp(-cZ_n) + \gamma_k, \quad (11.12)$$

де γ_n – вологостність снігу на розрахункову дату n ;

$\gamma_{\text{макс}}$ – максимальна вологостність снігу, яка дорівнює

$$\gamma_{\text{макс}} = \exp(-4 \cdot 10^{-3} \cdot \rho) - 0.04, \quad (11.13)$$

ρ – величина щільності снігу на початок його танення, кг/м^3 ;

γ_k – вологостність крупнозернистого снігу в кінці сніготанення (0,06);

$c=4$;

Z_n – відносне зменшення снігу на n -й день, яке можна визначити як

$$Z_n = \sum_{i=1}^n h_{T_i} / S_m ; \quad (11.14)$$

S_m – максимальні запаси води в сніговому покриві на початок весняного сніготанення, мм;

$\sum_{i=1}^n h_{T_i}$ – сумарний шар танення снігу на n -й день від початку сніготанення, мм.

Водовіддача снігового покриву – це кількість талої води, яка надходить із снігу на поверхню ґрунту. Початок водовіддачі пов'язаний з моментом, коли шар танення перевищить шар води, який може утримувати сніг (вологоемність снігу).

Розрахунок добової водовіддачі виконується так:

$$h_B = \begin{cases} \{[Z_n - \gamma_n(1 - Z_n)] - [Z_{n-1} - \gamma_{n-1}(1 - Z_{n-1})]\} S_m, \text{ при } Z_n > Z_0, \\ 0, \text{ при } Z_n \leq Z_0, \end{cases} \quad (11.15)$$

де Z_{n-1} – відносне зменшення висоти снігу на $(n-1)$ -й день;

Z_0 – танення снігу, при якому його вологість стає рівною водоутримувальній здатності і починається водовіддача.

Величина Z_0 розраховується в залежності від максимальної вологості снігу $\gamma_{\text{макс}}$ у вигляді

$$Z_0 = \begin{cases} 0.34\gamma_{\text{макс}} + 0.59, \text{ при } \gamma_{\text{макс}} \leq 0.28, \\ 0.25\gamma_{\text{макс}} + 0.83, \text{ при } \gamma_{\text{макс}} > 0.28. \end{cases} \quad (11.16)$$

На практиці часто використовується метод розрахунку водовіддачі, який ґрунтується на припущенні постійної вологості снігу в період сніготанення $Z_0=0,13$ для середньозернистого снігу.

Визначення кількості води, яку може утримати сніг виконується як

$$h_0 = Z_0 \cdot S_m. \quad (11.17)$$

Після того, як $\sum_{i=1}^n h_{T_i} > h_0$, почнеться водовіддача танучого снігу.

Розрахунок її ведеться за формулою (11.14), але на практиці частіше використовують вираз (при $Z_0=0,13$)

$$h_B = h_T / (1 - Z_0) = 1,15 \cdot h_T . \quad (11.18)$$

Розрахунок водовіддачі при цьому ведеться таким чином:

- в перший день танення

$$h_B = 1,15 \cdot \left(\sum_{i=1}^n h_{T_i} - h_0 \right) ; \quad (11.19)$$

- в другий і наступні дні танення

$$h_{B_i} = 1,15 \cdot h_{T_i} . \quad (11.20)$$

В ході сніготанення після появи проталин, тобто при неповному покритті басейну снігом, **приведений шар водовіддачі** снігового покриву буде дорівнювати

$$h'_B = h_B F_S , \quad (11.21)$$

де F_S - площа, покрита снігом, виражена в частках від площі басейну, км^2 .

Динаміку площі, покритої танучим снігом, можна встановити за даними про сумарне танення снігу на кожен день з урахуванням інтегральної кривої розподілу запасів води в снігу [10-11]. Для лісової і лісостепової зон розподіл снігу по території можна представити як

$$F_S = 1 - \sum_{i=1}^n \exp \{ \alpha \ln \alpha - \ln \Gamma(\alpha) + [(\alpha - 1) \ln Z_n - \alpha Z_n] \} \Delta Z_n , \quad (11.22)$$

де Z_n — відносне зменшення висоти снігу, мм/д;

ΔZ_n — те ж за розрахунковий інтервал n (доба);

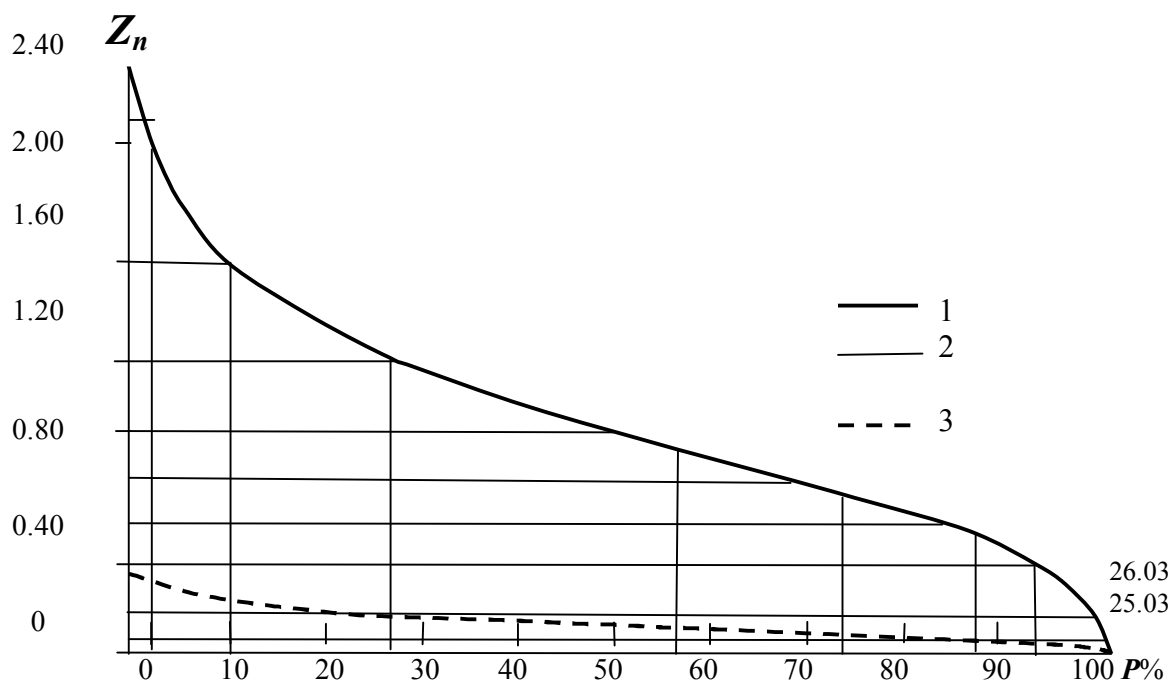
$\Gamma(\alpha)$ — гама-функція;

$\alpha = 1/C_v^2$;

C_v — коефіцієнт варіації запасів води в сніговому покриві по площі водозбору. Для рівнинних басейнів беруть C_v — від 0,45 до 0,55 для поля і від 0,30 до 0,40 — для лісу [11].

Такі криві розподілу снігового покриву по площі були побудовані В.Д.Комаровим для низки водозборів і показали їх достатню сталість, що дозволило автору визначити типові криві забезпеченості снігозапасів

окремо для поля і лісу за модульними коефіцієнтами відносного зменшення снігу на кожен день (Z_n). Типові криві для поля наведені на рис.11.2.



1 – крива забезпеченості снігозапасів; 2 – лінії, відповідні кількості снігу, що розтанув; 3 – крива водоутримувальної здатності снігового покриву

Рис. 11.2 - Крива забезпеченості снігозапасів у полі

Снігонакопичення і танення снігу в полі та в лісі значно розрізняються (п.11.2.1). Тому при частковій залісеності водозборів розрахунок приведенного шару водовіддачі спочатку ведуть окремо для польової h'_{Bn} і лісової $h'_{Bл}$ частин басейну, а потім й для всього басейну h'_B як

$$h'_B = h'_{Bn}(1 - \gamma) + h'_{Bл} \cdot \gamma, \quad (11.23)$$

де γ - залісеність водозбору у частках від одиниці.

11.2.4 Визначення опадів періоду весняного водопілля

Приходна частина балансу весняного водопілля містить у собі також дощові опади. Умови стікання дощових вод залежать від стану підстильної поверхні. Так, найбільші коефіцієнти стоку опадів спостерігаються наприкінці сніготанення, коли ґрунт найбільше зволожений, а безстічні

ємності на басейні в основному заповнені водою. Після сходу снігу з басейну й танення ґрунту коефіцієнти убувають із збільшенням числа днів від дати сходу снігу до дати випадання опадів.

При прогнозуванні гідрографів весняного водопілля опади за розрахункову одиницю часу можна визначити за методом середнього арифметичного при рівномірному розподілі мережі спостережень, аналогічно запасам води в сніговому покриві за (11.4), за методом середнього зваженого – при нерівномірності пунктів спостережень, а також за методом ізогіет, який дозволяє враховувати також і нерівномірність випадіння опадів по водозбору. Більш детально методи визначення шару опадів описані в спеціальній літературі [10-11].

Рідкі опади, які випадають на поверхню снігу, призводять до збільшення його вологості і можуть зміщувати дату початку водовіддачі. Урахування опадів при розрахунках приведенного шару водовіддачі снігового покриву виконується таким чином:

- співставляються суми шару танення і рідких опадів $\sum_{i=1}^n (h_{T_i} + X_i)$ з

шаром, який насичує сніг h_0 . При $\sum_{i=1}^n (h_{T_i} + X_i) > h_0$ почнеться водовіддача;

- в перший день танення

$$h'_B = \left[\sum_{i=1}^n (h_{T_i} - h_0) \cdot 1,15 + X_i \right] F_S ; \quad (11.24)$$

- в другий і наступні дні танення

$$h'_{B_i} = (1.15 \cdot h_{T_i} + X_i) F_S . \quad (11.25)$$

11.3 Втрати талих і дощових вод на водозборі

Задача прогнозування весняного стоку річок потребує визначення водопоглинальної спроможності річкового басейну перед початком сніготанення і передобчислення втрат води в період розвитку весняного водопілля. Сумарні втрати води складаються з втрат води на **інфільтрацію в ґрунт, поверхневої затримки і випаровування**.

Втрати талої води на **випаровування** у період формування весняного водопілля оцінюються багатьма авторами по-різному. В.Д.Комаров, П.П.Кузьмін, П.Ф.Ідзон вважають, що випаровування з поверхні таючого

снігу з врахуванням конденсації, яка зростає при збільшенні температури і відносної вологості повітря, не велике і складає усього декілька міліметрів.

Базуючись на даних експедиційних досліджень, О.І. Крестовський, А.М. Постніков, А.Г. Сергєєва указують на дещо більшу величину випаровування зі снігу за період його танення, рівну 5-20 мм.

Величина *поверхневої затримки* складається з ємності різноманітних знижень рельєфу і мікрорельєфу, перехоплення опадів рослинністю при різному ступені розораності території, а також втрат води на змочування частинок і заповнення значних некапілярних пор у верхньому 3-4-сантиметровому шарі ґрунту.

Значну роль поверхневої затримки у формуванні стоку підкреслював ще Р. Хортон. За даними американських вчених загальна ємність поверхневої затримки на малих басейнах з крутими схилами становить 8-10 мм. В.Д. Комаров і Л.А. Разумова визначили величину утрат води на заповнення акумулятивних ємностей у середньому близько 30 мм.

Найбільш докладні дослідження затримки води в нерівностях мікрорельєфу виконані Є.Г. Поповим. Він визначив рівняння для розрахунку схилового стоку в умовах водонепроникного басейну. Величину втрат води на поверхневу затримку при цьому він пов'язував із ємністю безстічних поглиблень на поверхні басейну, яка описується експоненціальним законом розподілу ємностей і кількістю води, яка надійшла на водозбір. Ці втрати талого стоку, за даними Є.Г. Попова, становлять 20-25 мм.

Багаторічні дослідження експедиції Державного гідрологічного інституту колишнього СРСР, дозволили зробити висновок про те, що мікрорельєф поверхні водозборів може затримувати талі води тільки тимчасово, втрачаючи їх при цьому на інфільтрацію в ґрунти, поповнюючи запаси вологи ґрунту і збільшуючи запаси ґрунтових вод. При цьому втрати талих вод на поверхневу акумуляцію не великі і становлять у залежності від механічного складу ґрунтів 1-5 мм.

Особливості *інфільтрації* талої і дощової води в період весняного водопілля пов'язані з водопроникністю ґрунту, зумовленою його вологістю і наявністю мерзлого шару. Наявність вільних пор і запасу вологи в ґрунті при зниженні температури до негативних значень сприяє утворенню шарів льоду, які призводять до зменшення водопропускної спроможності ґрунту. Якщо ґрунт недостатньо зволожений, то при його промерзанні втрати талих вод на інфільтрацію найбільші.

Показником *зволоження* ґрунтів перед початком весняного сніготанення може бути величина *запасу продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту* (W , мм), визначеного наприкінці осені (W_{oc} , мм) з урахуванням поповнення вологозапасів ґрунту в періоди зимових відлиг або на початку весни

$$W = W_{oc} + \Delta W, \quad (11.26)$$

причому

$$\Delta W = a\Sigma\Theta_+ - z_0S_{від} + X_{від} - Y_{від}. \quad (11.27)$$

де ΔW - зміна запасів вологи в ґрунті у зимовий період за рахунок відлиг, мм;

$a\Sigma\Theta_+$ - шар снігу, який розтанув за час відлиги, мм/ д;

a - коефіцієнт снігу, який розтанув за періоди відлиг, береться рівним 2,5 мм/°С д;

$\Sigma\Theta_+$ - сума додатніх середніх добових температур повітря за відлигу, °С;

$z_0S_{від}$ - шар води, який утримується у товщі снігу перед відлигою (S_{om}), мм;

z_0 - коефіцієнт спроможності снігу, який утримує вологу, взято рівним 0,13;

$X_{від}$ - сума дощових опадів за відлигу, мм;

$Y_{від}$ - шар стоку за паводок від відлиги, мм.

Для різних за механічним складом ґрунтів на водозборі, за дослідженнями В.Д.Комарова, доцільно виражати зволоження ґрунтів у вигляді відносної величини, як

$$w = W/0,75NB, \quad (11.28)$$

де NB — запас вологи ґрунтів при найменшій їх вологоємності, мм;
 $0,75NB$ – вологість ґрунтів, яка відповідає вологості розриву капілярів, мм.

Інтегральними характеристиками зволоження басейну можуть виступати **непрямі показники**. Наприклад, запаси вологи ґрунтів до початку весни можуть бути розраховані за рівнянням водного балансу шару ґрунту (по опадах і випаровуванню в літньо-осінні місяці попереднього року з урахуванням початкової вологості і збільшення вологи за рахунок зимових відлиг). Їх можна оцінити також і за середнім осіннім або осінньо-зимовим річковим стоком, а також за передпаводковою витратою води на річці.

Глибина промерзання ґрунту залежить від величини від'ємних температур, які проникають у ґрунт, і висоти снігового покриву, а також визначається місцевими факторами - типом ґрунту, його фізико-

механічними і тепловими властивостями, мікрорельєфом басейну й іншими.

Роль глибини промерзання ґрунту пов'язана з льодистістю ґрунту на початку сніготанення. Чим більша льодистість, тим нижча водопроникність мерзлого ґрунту і тим менші будуть втрати талої води у порівнянні з втратами на непромерзлих ділянках.

Визначити можливість існування таких ділянок можна на основі типових інтегральних кривих розподілу глибин промерзання, вперше отриманих В.Д.Комаровим. Як показують інтегральні криві, при глибині промерзання ґрунту 60 см і більш ділянок із слабким промерзанням ґрунту не спостерігається і водопроникність ґрунту при достатньому зволоженні буде найменшою.

Сумарні втрати за одиничний інтервал часу пропонується [11] розраховувати за співвідношенням

$$P_i = P_m \left\{ \exp \left[- \left(\frac{t-i}{\sum_{i=t_0}^t h_i} \right) / P_m \right] - \exp \left[\left(\frac{t}{\sum_{i=t_0}^t h_i} \right) / P_m \right] \right\}, \quad (11.29)$$

де h_i — розрахована водоподача в i -й момент часу, мм;

t_0 — час початку сніготанення;

P_m — параметр, який характеризує водопоглинаючу здатність басейну перед початком сніготанення, мм.

Для визначення параметра P_m використовують номограму вигляду $P_m = f(Y, X)$, побудовану за рівнянням

$$Y = X - P_m \left[1 - \exp \left(- \frac{X}{P_m} \right) \right] \quad (11.30)$$

або

$$Y = X - P_m \operatorname{th} \frac{X}{P_m}, \quad (11.31)$$

де Y — шар стоку весняного водопілля, мм;

X — сумарні запаси води в сніговому покриві з опадами періоду весняного водопілля, мм.

Розв'язання задачі визначення шару весняного водопілля зводиться до побудови водно-балансових залежностей вигляду $Y = f(X, w)$, де w — характеристика зволоження ґрунтів у 100 см шарі ґрунту на початок весни.

Значення параметра втрат тало-дошової води P_m , який залежить головним чином від водопоглинальної здатності ґрунтів, можна також визначи-

ти за отриманими залежностями $P_m = f(w, L)$, де L – глибина промерзання ґрунтів, см.

Параметр P_m , в редакції В.Д. Комарова, є **величиною поверхневої ємності, випаровування і втрат води на інфільтрацію в мерзлий ґрунт**. Для річок степової і лісостепової зон ЄТС він встановив, що

$$P_m = A \exp[-bWL/(0,75HB)] \exp[-aW/(0,75HB)], \quad (11.32)$$

де A, a, b – параметри, які визначаються для конкретних водозборів.

Дослідження ряду авторів щодо процесів водопоглинання в річковому басейні показали, що параметр P_m для Європейської території може змінюватися від 10 до 50 мм.

11.4 Стікання води в річкових басейнах і розрахунок гідрографа водопілля

Загальна тривалість добігання тало-дощової води до замикального створу складається з часу переміщення її по схилах, ярах і руслах річок.

При стіканні по схилах частина води затримується в різних безстічних поглибленнях. Більша частина цієї води не бере участі в стоці замикального створу.

Теоретичні дослідження процесів затримки, водопоглинання і стоку в річковому басейні розглядалися Є.Г. Поповим на основі моделі річкового басейну як системи з “нерівномірним розподілом поверхневої ємності і не постійною інфільтраційною здатністю його ґрунтів”. Для урахування кількості затриманої води в пониженнях рельєфу використовується криві розподілу поверхневої місткості басейну. Розподіл величин ємності безстічних поглиблень на поверхні басейну можна описати функцією

$$\varphi(S) = \frac{1}{P_m} \exp(-S/P_m), \quad (11.33)$$

де P_m – повна поверхнева ємність басейну, мм;

S – шар води при заповненні всіх безстічних поглиблень на поверхні басейну, мм.

Поверхневий стік формується тільки на тих ділянках водозбору, для яких кількість затриманої води менша ніж водовіддача. Акумуляція стоку водопілля в безстічних поглибленнях в басейнах зазвичай невелика (близько декількох міліметрів), але досягає десятків міліметрів в басейнах з переважанням знижених форм рельєфу (див.п.п. 11.3).

У початковий період танення снігу і водовіддачі частина талої води затримується на поверхні водозбору під сніговим покривом. В первинну гідрографічну мережу потрапляє об'єм води q_i , який можна представити рівнянням

$$q_i = (h_{Bi} - P_i) - W_i, \quad (11.34)$$

де $(h_{Bi} - P_i)$ – шар водоутворення на i -у добу, мм;
 W_i – об'єм води, який акумулюється під снігом, м³

$$W_i = A(h_{Bi} - P_i) \quad \text{при } A < 1. \quad (11.35)$$

Свого максимального значення величина W_i набуває до появи проталин на 10-15 % поверхні водозбору, коли $W_i = W_{max}$. В свою чергу максимальний об'єм акумуляції води на поверхні під снігом W_{max} можна визначити як

$$W_{max} = 0,2Y - 4, \quad (11.36)$$

де Y – шар стоку за період весняного водопілля, мм.

В наступний період акумуляція талої води W_i припиняється і починається скид тало-дошової води з ярів та балок до гідрографічної мережі

$$q_i = (h_{Bi} - P_i) + \Delta W_i, \quad (11.37)$$

де ΔW_i – об'єм води, яка потрапляє з ярів та балок, м³.

У зв'язку з тим, що загальний час стікання води по схилах часто значно перевищує тривалість стікання в річковій мережі, врахування процесів, що відбуваються на водозборі, дозволяє збільшити завчасність прогнозу стоку [10]. Сам час стікання води по схилах і руслах річок визначається морфометричними і морфологічними характеристиками схилів і русла і може змінюватися від декількох годин для невеликих гірських річок до десятків днів для крупних рівнинних річок. Ця тривалість в основному і визначає завчасність прогнозу.

Стікання води, що надійшла на водозбір за одиницю часу, відбувається протягом деякого часу, який називається максимальним часом добігання припливу води в річкову мережу. Як і для ділянки річки, для водозбору можна побудувати криву надходження води в річкову мережу.

Оскільки на практиці важко визначити графік припливу води в руслову мережу, частіше будують загальну криву добігання по схилах і руслах

до замикального створу. Способи побудови цієї кривої описані в спеціальній літературі [10,11].

Величину витрати води в замикальному створі річки Q в кожний момент часу t можна розрахувати за даними про шар сніготанення та водовіддачі з урахуванням рідких опадів при використанні кривої добігання r_δ , яка характеризує послідовність потрапляння тало-дощової води до замикального створу при завчасності δ

$$Q_t = \sum_{i=1}^t q_i r_{\delta_{t-i+1}}, \quad (11.38)$$

де q_i — приплив води до руслової мережі, який визначається за (11.37).

Процеси добігання ґрунтового стоку до руслової мережі вивчені недостатньо, тому в практичних розрахунках частіше використовують ті ж підходи, що й для трансформації поверхневого стоку.

Запитання для самоперевірки

1. Які існують методи прогнозування гідрографів весняного водопілля?
2. Які основні етапи стокоутворення описують сучасні математичні моделі при розрахунках і прогнозах гідрографів водопілля?
3. Як враховується нерівномірність снігонакопичення на водозборах при розрахунку середніх їх величин?
4. Що є теоретичною основою розрахунку інтенсивності сніготанення?
5. Які вихідні дані необхідні в методах розрахунку інтенсивності сніготанення?
6. Як ведеться розрахунок водовіддачі снігу при несталому сніговому покриві і випадінні рідких опадів?
7. Назвіть основні види втрат тало-дощової води. Як вони визначаються?
8. Як визначити сумарні втрати тало-дощової води за одиничний інтервал часу при розрахунках гідрографа водопілля?
9. Які основні особливості стікання весняних вод в річкових басейнах?

12 КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ЗАМЕРЗАННЯ РІЧОК, ОЗЕР І ВОДОСХОВИЩ

12.1 Фізичні основи прогнозів

Формування льодових явищ на водних об'єктах є результатом теплообміну води з атмосферою і ложем водойми. Термічний режим водойм пов'язаний з морфометричними і гідравлічними особливостями русла, кліматичними умовами, а в межах конкретних географічних умов й погодними особливостями кожного конкретного року .

Замерзання водойм відбувається поетапно – від появи перших льодяних утворень, осіннього льодоходу на річках до встановлення льодоставу на водоймах. Завчасність прогнозів строків цих льодових явищ цілком пов'язана із завчасністю метеорологічного прогнозу і становить порядку 5-6 діб, а прогнози відносяться до короткострокових.

В залежності від виду водного об'єкта льодоутворення буває двох типів: для невеликих річок з повільною течією води, мілководних та незначних за площею озер та водосховищ – *статичним* (з *поверхневим утворенням льоду*); для великих річок зі значною швидкістю течії та озер і водосховищ з інтенсивним перемішуванням водної маси – *динамічним* (з *внутрішньоводним утворенням льоду*).

Для першого типу льодоутворення **головними чинниками** процесу формування льодяного покриву є: запас тепла у водоймі та інтенсивність його віддачі з поверхні води в атмосферу. Для другого – значну роль відіграють швидкість течії та вітрова діяльність, які впливають на інтенсивність турбулентного перемішування води.

Не залежно від того, який чинник є переважним льодоутворення починається, коли температура поверхні води знижується до температури кристалізації, тобто для річок і прісних водойм стає рівною 0 °С [10,11,13].

12.2 Теоретичні основи короткострокових прогнозів льодоутворення на річках, озерах і водосховищах

Рівняння теплового балансу на поверхні води має вигляд [13].

$$A + B = 0, \quad (12.1)$$

де A - потік тепла від водної маси до поверхні поділу «вода – атмосферне повітря»;

B - результуюча теплообміну на водній поверхні.

Результуюча теплових потоків на водній поверхні розраховується за рівнянням

$$B = P \pm LE - R \pm m; \quad (12.2)$$

де P - турбулентний теплообмін з атмосферою;
 LE - витрати тепла на випаровування з водної поверхні E та його надходження за рахунок конденсації водяної пари L ;

R - променистий теплообмін ($R = Q - I_{E\Phi}$, де Q - надходження тепла від прямої і розсіяної сонячної радіації, $I_{E\Phi}$ - ефективне випромінювання);

$\pm m$ - надходження тепла з рідкими опадами чи втрати тепла на танення твердих опадів.

Тепловий потік між водною масою та поверхнею поділу «вода - атмосферне повітря» визначається як

$$A = \alpha(\vartheta - \vartheta_n), \quad (12.3)$$

де α - коефіцієнт тепловіддачі;

ϑ - середня по глибині потоку температура води, °С;

ϑ_n - температура поверхні води, °С.

Таким чином, рівняння (12.1) записується у вигляді

$$\alpha(\vartheta - \vartheta_n) + B = 0. \quad (12.4)$$

Виходячи з цього рівняння, льодоутворення на поверхні води починається тоді, коли температура водної поверхні знижується до температури замерзання, а віддача тепла водною поверхнею в атмосферу стає більшою від припливу тепла з водної товщі.

За умови, що в період похолодання температура поверхні води знижується до температури замерзання, тобто

$$\vartheta_{\Pi} = 0, \quad (12.5)$$

умовою утворення льоду є виконання нерівності

$$A \leq -B. \quad (12.6)$$

Для моменту початку льодоутворення на n -й момент часу вираз (12.6) представляється у вигляді

$$\vartheta_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n}, \quad (12.7)$$

де індекс n показує, що ϑ , B , α розраховуються на n -й момент часу.

Таким чином, льодоутворення на поверхні води почнеться, коли середня температура води водного потоку буде меншою або на рівні $-\frac{B_n}{\alpha_n}$.

Методи прогнозів дат появи плавучого льоду та льодоутворення на водних об'єктах поділяються на способи, основані на:

а) визначенні складових теплового балансу (12.1) і встановленні співвідношення (12.7). Якщо нерівність (12.7) виконується – лід на річці з'явиться, інакше розрахунок повторюють на наступну дату. Такий підхід до побудови прогностичної методики має назву „Прогноз появи плавучого льоду за методом Л. Г. Шуляковського”;

б) побудові емпіричних (фізико-статистичних) залежностей тепловіддачі водного потоку від чинників, які його визначають. В них використовується фізичне розуміння процесу і статистичні залежності між показниками цих процесів.

12.3 Короткострокові прогнози льодових явищ восени за фізико-статистичними залежностями

Розробка прогностичних методик утворення льодових явищ на основі рівняння теплового балансу водної поверхні може вирішуватися й при побудові *фізико-статистичних залежностей* сумарної тепловіддачі, необхідної для появи льоду чи льодоутворення від чинників тепловіддачі.

12.3.1 Прогнози плавучого льоду на річках

Прогноз появи плавучого льоду здійснюється при побудові залежностей вигляду [11]

$$\sum \theta_- = f(\vartheta_0, H), \quad (12.8)$$

де $\sum \theta_-$ – сума від'ємних температур повітря на метеорологічній станції, розташованій близько до середини ділянки річки, °С;

ϑ_0 і H – початкова температура води ($^{\circ}C$) і рівень води (см) перед переходом температур повітря від плюсових до мінусових значень.

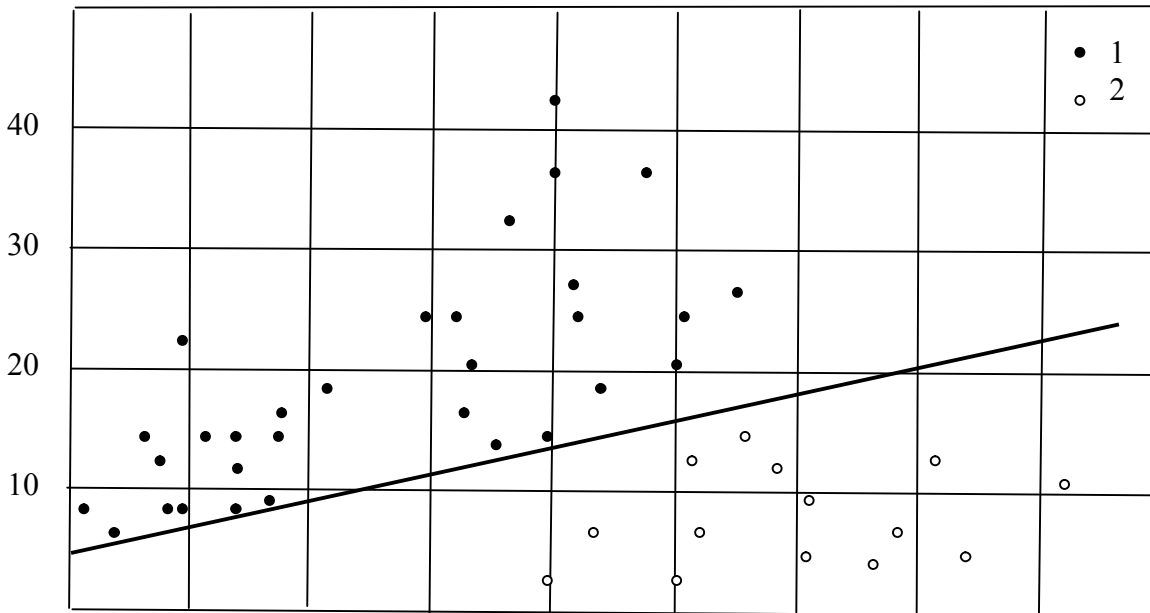
В прогностичних залежностях $\sum \theta_-$ виступає як індекс сумарної віддачі тепла водним потоком, необхідної для появи льодяних утворень, а ϑ_0 і H – чинники тепловіддачі, що характеризують початковий запас тепла у водному потоці. Чим більше ϑ_0 і H , тим більш інтенсивним повинне бути похолодання, щоб цей запас тепла був витрачений і створилися умови для льодоутворення.

В осінній період утворення льодових явищ рівні води змінюються зазвичай незначно. Тому прогностичні залежності матимуть вигляд

$$\sum \theta_- = f(\vartheta_0). \quad (12.9)$$

На графік наносяться точки, коли при суттєвому похолоданні відмічається поява плавучого льоду або утворення льоду відсутнє. За розрахунок береться залежність, що відповідає мінімальним сумах від'ємних температур повітря $\sum \theta_{-\min}$, необхідних для охолодження води при даному теплозапасі водної маси ϑ_0 , тобто $\sum \theta_{-\min} = f(\vartheta_0)$ - рис.12.1.

$\sum \theta_- \text{ } ^{\circ}C$



1 – поява льодових явищ; 2 – льодові явища не появлялись

Рис.12.1 – Залежність $\sum \theta_{-\min} = f(\vartheta_0)$

Слід зазначити, що значне відхилення точок від лінії поділу $\sum \theta_{-\min} = f(\vartheta_0)$ пояснюється тим, що до суми температур повітря включають середньодобову температуру, а лід міг з'явитися і рано-вранці. За дату прогнозу появи льодових явищ береться дата, близька до дати накопичення $\sum \theta_{-\min}$ при заданій температурі води ϑ_0

$$D_{nl} = D \sum \theta_{-\min} + b, \quad (12.10)$$

де b – зсув дати настання $\sum \theta_{-\min}$ і дати появи плавучого льоду (завчасність прогнозу).

12.3.2 Прогнози початку встановлення льодоставу на річках

При подальшому після появи перших льодових явищ пониженні температури повітря відбувається збільшення розмірів крижин, ширини і товщини заберегів, збільшення щільності льодоходу. Це створює умови для утворення крижаних перемичок, зупинки і змерзання крижин в місцях звуження русла, на поворотах.

Утворення перших крижаних перемичок означає, що на річці почався процес встановлення льодоставу.

Для встановлення льодоставу на річках необхідне виконання двох умов [13]:

1) тепловіддача з поверхні річки повинна досягти таких значень, щоб стали широкими забереги і була достатня кількість льодяного матеріалу, для утворення перемичок;

2) щоб перемичка не руйнувалася, тепловіддача з поверхні води в цей час повинна бути не нижча за деяке граничне значення. Інакше кажучи, від'ємна температура повітря не повинна бути вища за деяке граничне значення – критичну температуру ($\theta_{кр}$). **Критична температура** - температура повітря, при якій відбувається змерзання криги та зміцнення льодяних перемичок.

Її значення визначається морфометричними характеристиками русла і гідравлічними умовами на ділянці, а також режимом температури повітря у певному році.

Розробка методики прогнозу дат встановлення льодоставу на річках ведеться на основі встановлення фізико-статистичних залежностей показника тепловіддачі річки (за яку беруть $\sum \theta_{-}$ з дня появи плавучого льоду)

від морфометричних і гідравлічних умов русла, що характеризуються висотою рівня води

$$\Sigma\theta_- = f(H_{л}) \quad (12.11)$$

або

$$\Sigma\theta_- = f(H_{нл}), \quad (12.12)$$

де $H_{л}$ або $H_{нл}$ - рівень води перед льодоставом чи в дату появи плавучого льоду, см.

Рівень води також характеризує теплоємність водної маси, яка тим більша, чим вищий рівень води.

Етапи розробки методики.

I. За залежностями (12.11) або (12.12) встановлюється мінімальна температура повітря, необхідна для подальшого утворення перемички і зупинки льоду $\Sigma\theta_{-min}$ (рис.12.2).

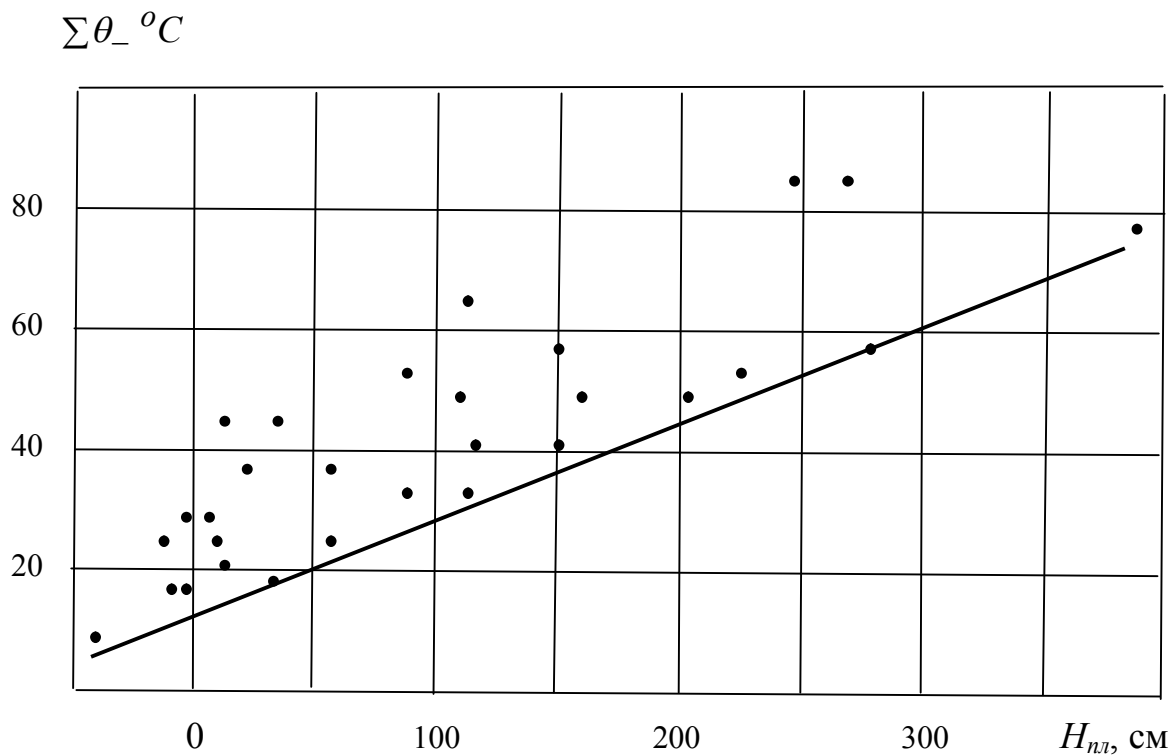


Рис.12.2 – Залежність $\Sigma\theta_{-min} = f(H_{нл})$.

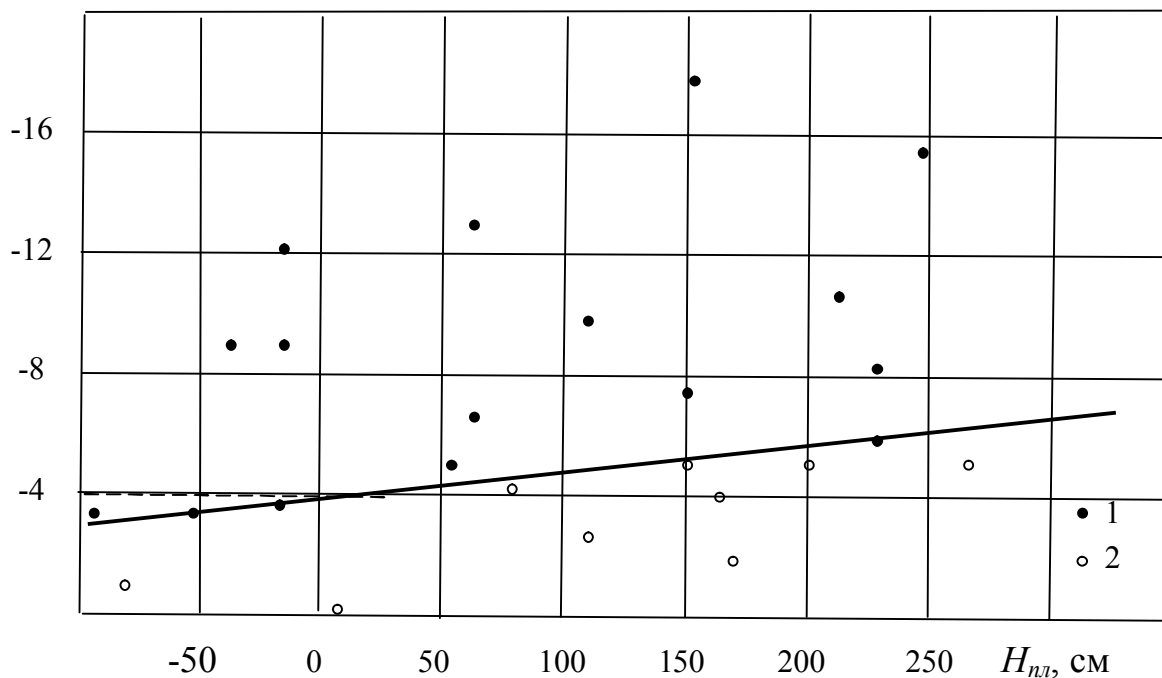
II. Для визначення критичної температури повітря будуються залежності

$$\theta_{кр} = f(H_{нл}). \quad (12.13)$$

При цьому:

- 1) на графік (рис.12.3) наносяться всі точки, починаючи від дати накопичення $\sum\theta_{-min}$ (знятих з рис.12.2) аж до дати льодоставу;
- 2) встановлюють дату, коли середньодобова температура повітря була рівна або нижча від критичної ($D_{\theta_{кр}}$) при даному $H_{нл}$;

$\theta^{\circ}C$



- 1 – температура повітря вища від критичної, льодостав утворився;
 2 – температура повітря нижча за критичну, льодостав не утворився

Рис.12.3 – Залежність $\theta_{кр} = f(H_{л})$

Слід зазначити, що розробка методики прогнозу дати встановлення льодоставу ведеться звичайно для ділянок річок невеликої довжини, без значних приток, однорідних в морфометричному і гідравлічному відношенні.

Дата встановлення льодоставу $D_{л}$ може співпадати з датою $D_{\theta_{кр}}$ або спостерігається за декілька дні потому, що представлено залежністю

$$D_{л} = D_{\theta_{кр}} + c, \quad (12.14)$$

де c - зсув дати настання $D_{\theta_{кр}}$ і дати встановлення льодоставу $D_{л}$ (завчасність прогнозу).

12.3.3 Короткострокові прогнози встановлення льодоставу на водосховищах і озерах

Короткострокові прогнози дат встановлення льодоставу на водосховищах і озерах також випускаються на основі фізико-статистичних залежностей для кожної водойми у вигляді:

$$\sum \theta_{-min} = f(\vartheta_0); \quad (12.15)$$

$$\theta_{кр} = f(\omega), \quad (12.16)$$

де ϑ_0 - температура води напередодні переходу температури повітря через 0°C восени до від'ємних значень, $^\circ\text{C}$;

ω - швидкість вітру на висоті флюгера в день встановлення льодоставу, м/с.

Запитання для самоперевірки

1. За якими типами відбувається льодоутворення на річках, озерах і водосховищах?
2. Що є теоретичною основою розрахунку чи короткострокового прогнозу льодоутворення на водоймах?
3. Яка основна умова льодоутворення на річках?
4. Які методи використовуються для короткострокового прогнозування дат появи плавучого льоду та встановлення льодоставу?
5. Який індекс виступає в якості сумарної віддачі тепла водним потоком, необхідної для появи льоду?
6. Які фактори визначають тепловіддачу водного потоку, необхідну для появи льодяних утворень?
7. За рахунок чого розрахункова сума від'ємних температур повітря перевищує дійсно необхідну для появи плавучого льоду?

8. Як визначається завчасність короткострокового прогнозу дат появи плавучого льоду?
9. На чому ґрунтується короткостроковий прогноз дати встановлення льодоставу на річках? Які основні умови льодоутворення?
10. Як виконується випуск короткострокових прогнозів дат встановлення льодоставу на водосховищах і озерах?

ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. - К.: ІСДО, 1994. - 296 с.
2. Соколовский Д.Л. Речной сток. – Л.: Гидрометеолоиздат, 1968.- 540с.
3. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки. - Одеса: ТЕС, 2014. - 483 с.
4. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах. – Л.: Гидрометеолоиздат. – 1945. – 187 с.
5. Горошков И.Ф. Гидрологические расчеты. – Л.: Гидрометеолоиздат. – 1979. - 431 с.
6. Определение расчетных гидрологических характеристик.-СНиП 2.01.14-83. - М.: 1985.-36 с.
7. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеолоиздат.- 1984.- 448 с.
8. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком.- М. Наука, 1981. – 235 с.
9. Гопченко Е.Д. О редуцированных формулах максимального стока // Труды УкрНИГМИ. – Вып.175.- 1980. – С.85-93.
10. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов: Учебник. - Л.: Гидрометеолоиздат, 1974. - 440 с.
11. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам: Учебное пособие. - Л.: Гидрометеолоиздат, 1983. – 390 с.
12. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування / Керівний документ. – Київ.: Український гідрометеорологічний центр, 2012. – 120 с.
13. Лобода Н.С. Гідрологічні прогнози: конспект лекцій – Одеса, Видавництво «ТЭС», 2009. – 172 с.

Додаткова

14. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии.- Л., Гидрометеолоиздат.-1974.-424 с.
15. Руководство по гидрологическим прогнозам. Краткосрочный прогноз расхода и уровня воды на реках. – Л.: Гидрометеолоиздат. – Вып. 2. – 1989. – 246с.

16. Руководство по гидрологическим прогнозам. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах – Л.: Гидрометеоздат. – Вып. 3. – 1989. – 168с.
17. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокові гідрологічні прогнози: Конспект лекцій. – Одеса: Вид-во ТЕС, 2010. - 154 с.
18. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України: монографія.- Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. – 252 с.
19. Наставление по службе прогнозов. – Вып.3, ч.1, Л.: Гидрометеоздат. – 1962. – 194 с.
20. Оцінювання якості методики та точності (справджуваності) прогнозів режиму поверхневих вод суші / Керівний документ. – Київ: Український гідрометеорологічний центр, 2015. – 70 с.
21. Електронна бібліотека ОДЕКУ www.library-odeku.16mb.com

Навчальне видання

Жаннетта Рашидівна Шакірзанова,
Марія Едуардівна Бурлуцька

ГІДРОЛОГІЧНІ РОЗРАХУНКИ І ПРОГНОЗИ

Конспект лекцій

Підп. до друку	Формат	Папір друк. №
Умовн. друк. Арк.	Тираж	Зам. №

Надруковано з готових оригіналів – макетів

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15
