

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ  
ДО ПРАКТИЧНИХ ЗАНЯТЬ  
З ДИСЦИПЛІНИ «ГІДРОЛОГІЧНІ РОЗРАХУНКИ І ПРОГНОЗИ»

для студентів IV курсу денної форми навчання  
за напрямом підготовки – «Екологія, охорона навколишнього середовища  
та збалансоване природокористування»

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Методичні вказівки  
до практичних занять  
з дисципліни «Гідрологічні розрахунки і прогнози»

для студентів IV курсу денної форми навчання  
за напрямом підготовки – «Екологія, охорона навколишнього середовища  
та збалансоване природокористування»

Затверджено  
на засіданні методичної комісії ГМІ ОДЕКУ  
протокол №1 від 11.09.2018 р.  
Голова комісії \_\_\_\_\_ Овчарук В.А.

Затверджено  
на засіданні кафедри гідрології суші ОДЕКУ  
протокол №16 від 19.04.2018 р.  
Зав. кафедри \_\_\_\_\_ Шакірзанова Ж.Р.

Узгоджено  
Декан природоохоронного факультету ОДЕКУ  
\_\_\_\_\_ Чугай А.В.

Одеса - 2018

Збірник методичних вказівок до практичних занять з дисципліни "Гідрологічні розрахунки і прогнози" для студентів IV курсу денної форм навчання за напрямом підготовки – «Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування» / Шакірманова Ж.Р., Бурлуцька М.Е., Погорелова М.П. Одеса, ОДЕКУ, 2018. 113 с.

## ЗМІСТ

	Загальні положення.....	5
1	Статистичні методи дослідження стоку.....	8
	1.1 Розрахунки статистичних параметрів стоку за методом моментів.....	8
	1.2 Розрахунки статистичних параметрів стоку за методом найбільшої правдоподібності.....	9
	1.3 Розрахунки статистичних параметрів стоку за графо-аналітичним методом Г.О.Алексєєва.....	11
	1.4 Точність визначення параметрів статистичного розподілу.....	12
	Контрольні запитання.....	18
2	Норма річного стоку.....	19
	2.1 Обчислення норми річного стоку за наявності тривалих рядів спостережень.....	19
	2.2 Згладжування хронологічних рядів методом ковзного осереднення.....	20
	2.3 Метод різницевих інтегральних кривих.....	26
	2.4 Визначення норми річного стоку за відсутності гідрометричних вимірювань.....	30
	Контрольні запитання.....	31
	Перелік джерел посилання до розділів 1-2.....	34
3	Визначення критеріїв оцінки якості прогнозів та ефективності методики прогнозування гідрологічного елементу. Допустима похибка прогнозу. Форми вираження прогнозів.....	35
	3.1 Критерії оцінки ефективності методики та якості прогнозів водного режиму річок.....	35
	3.2 Форми представлення прогнозів.....	38
	3.3 Порядок виконання практичної частини.....	40
	3.3.1 Розрахунок допустимої похибки при довгострокових прогнозах водного режиму річок.....	40
	3.3.2 Розрахунок допустимої похибки при короткострокових прогнозах водного режиму річок.....	44
	3.4 Контрольні запитання.....	46
	Перелік джерел посилання до розділу 3.....	46
	Додаток А. Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям.....	47
	Додаток Б. Щоденні рівні води на річках.....	57
4	Визначення часу руслового добігання води.....	62
	4.1 Теоретичні основи прогнозів з використанням закономірностей руху річкового потоку.....	62

4.2	Теоретичні основи методу відповідних рівнів (витрат) води на слабкоприпливній ділянці річки.....	63
4.3	Визначення часу добігання .....	67
	Контрольні запитання.....	71
	Перелік джерел посилання до розділу 5.....	72
5	Розрахунки руслових запасів води у річковій мережі. Побудова кривої руслових запасів води на ділянці річки.....	73
5.1	Розрахунок руслових запасів води за гідрометричними даними	74
5.2	Розрахунок руслових запасів за морфометричними даними....	76
	Контрольні запитання.....	82
	Перелік джерел посилання до розділу 5.....	83
6	Розрахунок ординат функції трансформації паводків за формулою Г.П.Калиніна-М.Ф.Милюкова.....	84
	Контрольні запитання.....	86
	Перелік джерел посилання до розділу 6.....	87
7	Розрахунок сніготанення та водовіддачі зі снігу за методом О.Г.Ковзеля.....	88
7.1	Фізичні основи прогнозів.....	88
7.2	Потрапляння води на поверхню ґрунту.....	90
7.2.1.	Розрахунок середніх снігозапасів на водозборі.....	90
7.2.2	Розрахунок інтенсивності танення снігу.....	92
7.2.3	Визначення вологості та водовіддачі снігового покриву	94
7.2.4.	Визначення опадів періоду весняного водопілля .....	98
	Контрольні запитання до теоретичної частини.....	99
7.3	Практичні прийоми розрахунку інтенсивності сніготанення та водовіддачі за методом О.Г. Ковзеля.....	100
	Контрольні запитання до практичної частини.....	105
	Перелік джерел посилання до розділу 7.....	105
	Додаток В. Вихідні дані для розрахунку водовіддачі зі снігового покриву за методом А.Г.Ковзеля.....	106

## ЗАГАЛЬНІ ПОЛОЖЕННЯ

**Мета дисципліни** – вивчення теоретичних та методичних підходів, пов'язаних з визначенням розрахункових характеристик гідрологічного режиму річок. Студенти повинні отримати вміння та знання, які стосуються статистичної обробки часових рядів, розрахунку характеристик гідрологічного режиму річок, зокрема, норми річного стоку і його внутрішньорічного розподілу; 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 навиками в галузі розрахунків і прогнозів характеристик гідрологічного режиму річок.

Головна задача дисципліни «**Гідрологічні розрахунки і прогнози**» - виявити ті чи інші розрахункові характеристики гідрологічного режиму річок, розробка методик та моделей 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 відсутністю. Знання характеристик гідрологічного режиму необхідні при розрахунках та прогнозах якості води в річках та водотоках, набуття студентами практичних навичок при розрахунках статистичних параметрів стокових рядів, визначенні норм річного стоку при наявності та відсутності спостережень, умінні здійснити аналіз типового внутрішньорічного розподілу стоку по моделях характерних років.

Отримані за результатами розрахунків річкового стоку дані використовуються при здійсненні водогосподарських заходів (водопостачання, зрошення, регулювання стоку, будівництві ГЕС, автомобільних і залізних доріг). Отримані за результатами гідрологічних прогнозів дані використовуються для завчасного попередження про несприятливі гідрологічні явища, що можуть нанести матеріальні та моральні збитки населенню та промисловим підприємствам.

Студенти повинні **знати**:

- методи розрахунку статистичних параметрів стоку та точність їх оцінок;
- основні методи до розрахунків річного стоку при наявності та відсутності спостережень;
- основні методи короткострокових гідрологічних прогнозів характеристик водних об'єктів;

- можливості розробки прогностичних методик на базі цих методів; критерії оцінки якості та точності методики прогнозу;
- поняття завчасності прогнозу;
- класифікація гідрологічних прогнозів;
- загальні принципи оцінки точності методик прогнозування та справджуваності прогнозів;
- прогнози витрат та рівнів води, засновані на закономірностях руху річкового потоку;
- методи розрахунку трансформації паводкової хвилі;
- короткострокові прогнози стоку влітку, восени, взимку;
- короткострокові прогнози елементів весняного водопілля для рівнинних річок;
- короткострокові прогнози замерзання річок, озер та водосховищ, товщина крижаного покриву.

**Вміти** практично визначати стокові характеристики в залежності від наявності в тих чи інших обсягів матеріалів спостережень; ставити задачу короткострокового прогнозу (згідно меті прогнозу та необхідній завчасності), обирати метод прогнозу; розробляти методику короткострокового прогнозу характеристик водного та льодового режиму 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: здійснити згладжування хронологічних рядів річного стоку та розрахувати ординати різницевих кривих річного 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.

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

**Метою методичних вказівок** є надання студентам допомоги при підготовці до практичних занять.

Розділ “Гідрологічні розрахунки” складається з 3 тем: статистичні методи дослідження річного стоку, точність визначення параметрів статистичного розподілу, визначення норми річного стоку.

Розділ “Гідрологічні прогнози ” складається з 5 тем і включає в себе: визначення критеріїв оцінки якості прогнозів та ефективності методики прогнозування гідрологічного елементу, допустима похибка прогнозу; визначення часу руслового добігання води; розрахунки руслових запасів води у річковій мережі та побудова кривої руслових запасів води на ділянці річки; розрахунок ординат функції трансформації паводків за формулою Г.П.Калініна - М.Ф.Мілюкова; розрахунок сніготанення та водовіддачі зі снігу за методом О.Г.Ковзеля.

В методичних вказівках подано основні теоретичні положення по темах, подано приклади розрахунків та питання для самоконтролю.

Студент отримує вихідні дані у викладачах перед початком занять. По результатам розрахунків оформлюється методична звіт.

Виконана робота оцінюється згідно з робочою програмою дисципліни.



# 1 СТАТИСТИЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ СТОКУ

Статистичні методи широко використовуються в гідрології, особливо під час розрахунків різних характеристик річкового стоку (річного, максимального, мінімального, внутрішньорічного розподілу та ін.).

Принципове застосування статистичних методів, зокрема в гідрології, ґрунтується на так званих граничних теоремах теорії ймовірностей. Першу групу математичних теорем у теорії ймовірностей взагалі зв'язують з законом великих чисел.

Друга група теорем перебуває у межах законів розподілу. Відносно “центральної граничної теореми” розподіл суми достатньо великого числа незалежних випадкових величин наближується до нормального закону. Гідрологічні явища здебільшого відповідають цим схемам, тобто можуть розглядатися як обумовлені випадковими подіями.

Дійсно, річковий стік є результатом взаємодії великої кількості різних стокоформуєчих факторів, але ступінь впливу кожного з них на формування явища, що розглядається, не можна враховувати у повній мірі, окрім того, деякі фактори можуть бути пов'язані один з одним. У зв'язку з цим ряди стоку мають свої особливості, що відрізняє їх від багатьох сукупностей випадкових гідрометеорологічних величин.

У розпорядженні спеціаліста-гідролога найчастіше є обмежена вихідна інформація: тривалість спостережень за стоком, як правило, не перевищує 30-40 років, а тому під час гідрологічних розрахунків практично не використовуються згруповані ряди.

Ряди стокових величин характеризуються позитивною асиметрією, тобто переважають додатні відхилення від центру розподілу, на відміну від нормально-розподіленої випадкової величини, де асиметрія дорівнює нулю.

## 1.1 Розрахунки статистичних параметрів за методом моментів

Для оцінки параметрів розподілу за методом моментів використовуються наступні формули:

- емпіричне математичне сподівання (середнє арифметичне значення) випадкової величини

$$m_x = \bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}; \quad (1.1)$$

- дисперсія

$$D_x = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}; \quad (1.2)$$

- середнє квадратичне або стандартне відхилення

$$\sigma_x = \sqrt{D_x} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}; \quad (1.3)$$

- нормований стандарт відхилення або коефіцієнт варіації

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n-1}}; \quad (1.4)$$

- коефіцієнт асиметрії

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{C_v^3} \cdot \frac{n}{(n-1)(n-2)}; \quad (1.5)$$

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

## 1.2 Розрахунки статистичних параметрів стоку за методом найбільшої правдоподібності

Сутність метода максимальної правдоподібності полягає у тому, що за оцінку невідомого параметра  $a$  вибирається таке його значення, яке максималізує функцію правдоподібності. Це значення є функцією  $x_1, x_2, \dots, x_n$  і називається оцінкою найбільшої правдоподібності.

Згідно з правилами диференціального числення, для того щоб знайти оцінку найбільшої правдоподібності, необхідно вирішити рівняння

$$\frac{\partial L}{\partial a} = 0 \quad (1.6)$$

З метою спрощення розрахунків функції правдоподібності її логарифмують і розглядають у вигляді рівняння

$$\frac{1}{L} \cdot \frac{\partial L}{\partial a} = \frac{\partial \ln L}{\partial a} = 0 \quad (1.7)$$

Таким чином, якщо для деякого параметра існує його ефективна оцінка, то вона є єдиним в цьому випадку вирішенням рівняння (1.7).

У гідрологічну практику цей метод привнесли С.М. Крицький та М.Ф. Менкель. Розрахунок статистичних параметрів методом найбільшої правдоподібності, порівняно з методом моментів, є більш складний. Тому в цілях спрощення загальної схеми Є.Г. Болехінов пропонує спочатку визначити статистики:

$$\lambda_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \quad (1.8)$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \lg k_i; \quad (1.9)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n k_i \lg k_i \quad (1.10)$$

Як видно з рівняння (1.8), статистика  $\lambda_1$  повністю збігається з середнім арифметичним значенням  $\bar{\sigma}$  у методі моментів. Коефіцієнти варіації  $C_V$  та асиметрії  $C_S$  встановлюються за допомогою спеціальних номограм, наведених у СНіП 2.01.14-83.

Для розрахунку статистичних параметрів розроблена сучасна комп'ютерна програма "STOK STAT", якій можна користуватися під час обчислень.

Метод найбільшої правдоподібності рекомендується для визначення статистичних параметрів, коли використовують криву трипараметричного гама-розподілу.

При  $C_V < 0,5$  методи найбільшої правдоподібності та моментів практично дають однакові результати.

### 1.3 Розрахунки статистичних параметрів стоку за графо-аналітичним методом Г.О. Алексєєва

Велике поширення для визначення статистичних параметрів розподілу отримав метод квантелів запропонований Г.О. Алексєєвим.

Метод заснований на визначенні параметрів кривих розподілу на основі згладженої емпіричної кривої забезпеченості.

Для побудови емпіричної кривої забезпеченості вихідний ряд тієї чи іншої характеристики ранжируються у порядку убутання ознаки розподілу. Для кожної величини ознаки розподілу (витрат води, модулів стоку, шарів стоку) обчислюється емпірична забезпеченість  $P_m$  (%) за формулою

$$P_m = \frac{m}{n+1} 100,$$

де  $m$  – порядковий номер в убуваючому ряді;  
 $n$  – період спостережень (років).

Використовуючи дані стовпчика убуваючих величин ознаки розподілу і відповідні їм забезпеченості  $P_m$ , будуються емпіричні криві забезпеченості  $x_i = f(P_m, \%)$ . Стокові ряди, звичайно, відрізняються значною асиметрією, а тому будуються на спеціальному клітинному папері ймовірностей (з помірною асиметрією).

Власне кажучи, метод квантелів полягає в тому, що, знаючи три ординати (наприклад,  $x_{5\%}$ ,  $x_{50\%}$  та  $x_{95\%}$ ) кривої забезпеченості, можна визначити середнє, коефіцієнти варіації і асиметрії.

Спочатку розраховується коефіцієнт скошеності  $S$ , який дорівнює:

$$S = \frac{x_5 + x_{95} - 2x_{50}}{x_5 - x_{95}}, \quad (1.11)$$

де  $x_5$ ,  $x_{50}$ ,  $x_{95}$  – квантелі емпіричної кривої забезпеченості  $P=5, 50$  та  $95$  %.

З таблиці  $C_s=f(S)$ , розробленої для біноміального закону розподілу (табл.1.1), визначається коефіцієнт асиметрії  $C_s$ , бо між  $S$  і  $C_s$  існує функціональний зв'язок.

Визначення середньоквадратичного відхилення  $\sigma_\delta$  здійснюється за виразом

$$\sigma_\delta = (x_{5\%} - x_{95\%}) / (t_{5\%} - t_{95\%}), \quad (1.12)$$

де  $t_{5\%}$ ,  $t_{95\%}$  - нормовані ординати кривої біноміального розподілу.

Середнє значення випадкової величини  $\bar{x}$  обчислюють за рівнянням

$$\bar{x} = x_{50\%} - \sigma_x t_{50\%}, \quad (1.13)$$

де  $t_{50\%}$  - ордината нормованої кривої біноміального розподілу, відповідна забезпеченості  $P = 50\%$ ; як і ординати  $t_{5\%}$  та  $t_{95\%}$ , вона наведена у табл.1.1.

Використовуючи (1.12.) та (1.13.), визначається  $C_v$

$$C_v = \sigma_x / \bar{x} \quad (1.14)$$

Емпіричні криві забезпеченості, особливо при їх асиметричності, будуються на клітинах ймовірності з помірною асиметричністю.

Цей метод досить простий у використанні, а за точністю не поступається іншим, але у сучасних умовах він мало застосовний, тому приклад розрахунку графо-аналитическим методом не наводиться.

#### 1.4 Точність визначення параметрів статистичного розподілу

Оскільки матеріали вимірювань стоку завжди обмежені, а згідно з теоремами граничного розподілу для знаходження параметрів необхідні довгі сукупності, то в практичних розрахунках обчислюють не самі параметри, а їх приблизні значення. З цього виходить, що чим більша довжина вибірок, тим більше наближення оцінок розподілу до їх шуканих параметрів.

Мірою точності є середня квадратична похибка. За відсутності внутрішньорядного зв'язку відносна середня квадратична похибка обчислення  $n$ -річних середніх стокових рядів  $\sigma_{\bar{x}}$  (%) може бути обчислена за формулою

$$\sigma_{\bar{x}} = 100 C_v / \sqrt{n} \quad (1.15)$$

Із (1.15) видно, що похибка прямопропорційна коефіцієнту  $C_v$  та зворотна - числу членів вибірки  $n$ . Більшість значень гідрологічних величин розраховується з похибкою 10 %, що при коефіцієнтах  $C_v = 0.2-0.1$  для обчислення середнього потребує рядів довжиною більше 20 років.

Таблиця 1.1 - Значення коефіцієнта асиметрії  $C_s$  та скошеності  $S$  кривої розподілу Пірсона III

$C_s$	$\frac{k_p - 1}{C_v}$						$t_5 - t_{95}$	$S$
	$t_1$	$t_2$	$t_5$	$t_{10}$	$t_{50}$	$t_{95}$		
0,0	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	1,72	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	-0,15	-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
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

Продовження табл.1.1

$C_s$	$\frac{k_p - 1}{C_v}$						$t_5 - t_{95}$	$S$
	$t_1$	$t_2$	$t_5$	$t_{10}$	$t_{50}$	$t_{95}$		
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
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

Стандартні похибки коефіцієнтів варіації  $\sigma_{C_v}$  (%), обчислених методом моментів, розраховуються за формулою

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{(1 + C_v^2)/2n} \cdot 100 \quad (1.16)$$

Якщо коефіцієнт варіації встановлений за допомогою методу найбільшої правдоподібності, то

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{3/[2n(3 + C_v^2)]} \cdot 100 \quad (1.17)$$

Під час гідрологічних розрахунків значення коефіцієнтів варіації має визначатися з похибкою до 15 %. Якщо виходити зі значень  $C_v=0.2\dots 1.0$ , то для цього потрібно мати ряди довжиною 25-45 років (в разі використання методу моментів) або 17-22 (за методом найбільшої правдоподібності).

Відносна середня квадратична похибка коефіцієнта асиметрії  $\sigma_{C_s}$  (%) визначається за теоретичною формулою С.М.Крицького та М.Ф.Менкеля:

$$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6}{n}(1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)} \cdot 100 \quad (1.18)$$

### Приклади розрахунків:

**1. Розрахувати статистичні параметри річного стоку з водозбору р.Обіточна– м.Приморськ за період з 1938 по 2010 рр., використовуючи метод моментів.**

Вихідні дані та результати розрахунку оформляються у табличній формі (табл.1.2):

Таблиця 1.2 – Розрахунок статистичних параметрів річного стоку за методом моментів. (р.Обіточна– м.Приморськ 1938-2010 рр)

№ n/n	Рік	$q_i$ , л/(с·км <sup>2</sup> )	$k_i = Q_i / \bar{Q}$	$k_i - 1$	$(k_i - 1)^2$	$(k_i - 1)^3$
1	2	3	4	5	6	7
1	1938	0,58	0,49	-0,51	0,2601	-0,13146
2	1939	0,78	0,66	-0,34	0,1156	-0,03895
3	1940	3,43	2,91	1,91	3,6481	6,932686
...	...	...	...	...	...	...
59	2010	0,85	0,72	-0,28	0,0784	-0,0219
		$\Sigma=69,4$ $\bar{q}=1.18$	$\Sigma= 59$	$\Sigma= -0,23$	$\Sigma=26,2$	$\Sigma=24,4$

Розрахунок проводиться у такий послідовності:

1) середня арифметична величина  $\bar{q}$  обчислюється за виразом (1.1)



$$\bar{q} = \frac{\sum_{i=1}^n q_i}{n} = \frac{69,4}{59} = 1,18 \text{ л/(с·км}^2\text{)};$$

2) коефіцієнт варіації  $C_v$  розраховується за формулою (1.4)

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n - 1}} = \sqrt{\frac{26,2}{58}} = 0,67;$$

3) коефіцієнт асиметрії  $C_s$  розраховується за формулою (1.5)

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{C_v^3} \cdot \frac{n}{(n-1)(n-2)} = \frac{24,4 \cdot 59}{0,67^3 \cdot 58 \cdot 57} = \frac{1441,02}{994,32} = 1,45;$$

4) Середня квадратична похибка  $\sigma_{\bar{q}}$  (у %) визначається за виразом (1.15)

$$\sigma_{\bar{q}} = \frac{C_v}{\sqrt{n}} \cdot 100 = \frac{0,67}{7,68} \cdot 100 = 8,72\%;$$

5) Стандартна похибка коефіцієнта варіації  $C_v$  (у %) обчислюється за формулою (1.16)

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} \cdot 100 = \sqrt{\frac{1,45}{118}} \cdot 100 = 11,1\%;$$

6) Стандартна похибка коефіцієнта асиметрії  $C_s$  (у %) обчислюється за виразом (1.18)

$$\begin{aligned} \sigma_{\tilde{N}_s} &= \sqrt{\frac{6}{n} (1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)} \cdot 100 = \sqrt{0,10(1 + 2,69 + 1,0075)} \cdot 100 = \\ &= \sqrt{0,10 \cdot 4,69} \cdot 100 = 46,9\% \end{aligned}$$

**2. Розрахувати статистичні параметри річного стоку за методом найбільшої правдоподібності (р.Обіточна - м. Приморськ, 1938 – 2010 рр.).**

Вихідні дані та результати обчислень оформлюються у табличній формі (табл.1.3).

Для визначення статистик  $\lambda_2, \lambda_3$  використовуються формули (1.9) і (1.10).

Вище визначалось, що  $\lambda_2, \lambda_3$  функціонально зв'язані з коефіцієнтом варіації  $C_v$  та співвідношенням  $C_s/C_v$ . Використовуючи дані табл.1.3, розраховуємо спочатку  $\lambda_2$ :

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg k_i}{n-1} = \frac{-5,47}{58} = -0,0943,$$

а потім

$$\lambda_3 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n k_i \lg k_i = \frac{4,97}{58} = 0,0856$$

Таблиця 1.3 – Розрахунок статистичних параметрів річного стоку за методом найбільшої правдоподібності (р.Обіточна – м.Приморськ, 1938 – 2010 рр.).

№ n/n	Рік	$q_i, \text{л}/(\text{с} \cdot \text{км})^2$	$k_i$	$\lg k_i$	$k_i \lg k_i$
1	2	3	4	5	6
1	1938	0,58	0,49	-0,3084	-0,1516
2	1939	0,78	0,66	-0,1798	-0,1188
...	...	...	...	...	...
59	2010	0,85	0,72	-0,1427	-0,1026
		$\Sigma=69,4$	$\Sigma=59,0$	$\Sigma=-5,47$	$\Sigma=4,97$

За номограмами, наведеними у [4] знаходяться  $C_v$  та співвідношення  $C_s/C_v$ . При  $\lambda_2=-0,0098$  і  $\lambda_3=0,0234$  відповідні параметри  $C_v$  і  $C_s/C_v$  дорівнюють:  $C_v=0,67$ ;  $C_s/C_v=2,5$ .

Середня квадратична похибка  $\sigma_{\bar{q}}$ , розрахована за формулою (1.15), становить

$$\sigma_{\bar{q}} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} = \frac{0,67}{7,68} 100 = 9,0 \%$$

Середня квадратична похибка обчислення  $C_v$  (у %) розраховується за формулою (1.17) і дорівнює

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{3/[2n(3+C_v^2)]} \cdot 100 = \sqrt{3/407} \cdot 100 = 9,0 \%$$

Середньоквадратична похибка  $\sigma_{C_s}$  розраховується за формулою (1.18)

$$\sigma_{\tilde{N}_s} = \sqrt{\frac{6}{n}(1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)} \cdot 100 = \sqrt{0,10(1 + 2,69 + 1,0075)} \cdot 100 =$$

$$= \sqrt{0,10 \cdot 4,69} \cdot 100 = 46,9\%$$

Аналіз отриманих результатів полягає у порівнянні статистичних параметрів, розрахованих різними методами (табл.1.4).

Таблиця 1.4 – Статистичні параметри часового ряду річного стоку р.Обіточна– м.Приморськ

Метод розрахунку параметрів	Статистичні параметри і похибки					
	$\bar{q}$ , л/(с·км) <sup>2</sup>	$C_v$	$C_s$	$\sigma_{\bar{q}}$	$\sigma_{C_v}$	$\sigma_{C_s}$
1	2	3	4	5	6	7
Моментів	1,18	0,67	1,45	8,72	11,1	46,9
Найбільшої правдоподібності	1,18	0,67	1,67	9,0	9,0	46,9

Аналіз табл.1.4 свідчить про те, що за усіма методами середні значення  $\bar{q}$  не відрізняються. Теж саме стосується коефіцієнту варіації  $C_v$ . Коефіцієнти асиметрії відрізняються незначно.

Середньоквадратичні похибки середніх, тобто  $\sigma_{\bar{q}}$  не перевищують 10 %.

Середні квадратичні похибки  $C_v$  знаходяться у межах 9,0 (метод найбільшої правдоподібності) до 11,1 % (метод моментів). Від методу розрахунку статистичного параметра  $C_s$  похибка  $\sigma_{C_s}$  не залежить і знаходиться на рівні 46,9 %.

### Контрольні запитання

1. Які статистичні параметри використовують при розрахунках річного стоку?
2. Перерахуйте методи розрахунку статистичних параметрів.
3. Яка припустима похибка середніх значень та коефіцієнту варіації при розрахунках річного стоку?

## 2 НОРМА РІЧНОГО СТОКУ

Норми є середніми арифметичними значеннями за багаторічний період, причому такої довжини, що при збільшенні її, середнє значення суттєво не змінюється. Критерієм стійкості  $n$ -річних середніх є середня квадратична похибка їх визначення. Допустима похибка обчислення норми річного стоку, відповідно до точності вихідної інформації, повинна перебувати у межах 5-10 %.

Але при встановленні норми річного стоку по відносно коротких рядах потрібно пам'ятати й те, що вихідні ряди мають деяку закономірність у вигляді угруповання різної тривалості багатоводних або маловодних років. Враховуючи ці обставини, потрібно, щоб у часових рядах річного стоку була однакова кількість багатоводних та маловодних груп водності.

### 2.1 Обчислення норми річного стоку за наявності тривалих рядів спостережень

Норма річного стоку при тривалому періоді спостережень ( $n$  років) визначається як середньоарифметичне значення річних величин стоку за виразом (1.1).

Для оцінки точності визначення норми стоку річок (за відсутності значимих внутрішньорічних зв'язків) використовують відносне значення середньої квадратичної похибки, яка розраховується за виразом:

$$\sigma_{\bar{q}} = \frac{\sigma_q}{\bar{q}_n \sqrt{n}} \cdot 100 = \frac{100C_v}{\sqrt{n}}, \% , \quad (2.1)$$

де  $\bar{q}$  - середня величина річного стоку за період спостережень ( $n$  років);

$C_v$  – коефіцієнт варіації;

$\sigma_{\bar{q}}$  - середнє квадратичне відхилення.

Коефіцієнт варіації при цьому може визначатись за методом моментів за формулою (1.4).

Стандартна похибка коефіцієнта варіації  $\sigma_{C_v}$  (за відсутності значимих внутрішньорічних зв'язків) обчислюється за формулою

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} \cdot 100, \% \quad (2.2)$$

Відповідно до вимог нормативного документа СНіП 2.01.14-83, тривалість періоду спостережень вважається достатньою, якщо він репрезентативний, а відносна середня квадратична похибка  $\sigma_{C_v}$  не перевищує 15%.

## 2.2 Згладжування хронологічних рядів методом ковзного осереднення

Для перевірки на репрезентативність вихідних рядів, стосовно наявності в них однакового числа багатоводних та маловодних угруповань водності, спочатку будується хронологічний графік  $q = f(T)$  або  $Q_m = f(T)$ . Потім його згладжують, частіше за все, методом лінійного фільтра.

Ковзне згладжування коливань річного стоку визначають за формулою

$$\tilde{Q}_i = \frac{1}{T} \sum_{k=-\frac{T-1}{2}}^{\frac{T-1}{2}} Q_{i+k}, \quad (2.3)$$

де  $T$  – інтервал осереднення (частіше він дорівнює 3 – згладжування за трьохрічками або 5 – згладжування за п'ятирічками).

При лінійному згладжуванні хронологічних графіків за трьохрічками

$$\left. \begin{aligned} \tilde{Q}_1 &= \frac{1}{6}(5Q_1 + 2Q_2 - Q_3); \\ \tilde{Q}_2 &= \frac{1}{3}(Q_1 + Q_2 + Q_3); \\ \tilde{Q}_3 &= \frac{1}{3}(Q_2 + Q_3 + Q_4); \\ &\dots \\ \tilde{Q}_{n-1} &= \frac{1}{3}(Q_{n-2} + Q_{n-1} + Q_n); \\ \tilde{Q}_n &= \frac{1}{6}(5Q_n + 2Q_{n-1} - Q_{n-2}) \end{aligned} \right\} \quad (2.4)$$

Для згладжування хронологічних графіків за п'ятирічками використовується наступний лінійний фільтр

$$\left. \begin{aligned}
 \tilde{Q}_1 &= \frac{1}{5}(3Q_1 + 2Q_2 + Q_3 - Q_5); \\
 \tilde{Q}_2 &= \frac{1}{10}(4Q_1 + 3Q_2 + 2Q_3 + Q_4); \\
 \tilde{Q}_3 &= \frac{1}{5}(Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5); \\
 &\dots \\
 \tilde{Q}_{n-1} &= \frac{1}{10}(Q_{n-4} + 2Q_{n-3} + 3Q_{n-2} + Q_{n-1} + 4Q_n); \\
 \tilde{Q}_n &= \frac{1}{5}(-Q_{n-4} + Q_{n-3} + 2Q_{n-2} + 3Q_n)
 \end{aligned} \right\} (2.5)$$

**Приклад розрахунку:**

Дані: середньорічні модулі стоку за період з 1938 по 2010 рр. для р.Обіточна –м.Приморськ. Площа водозбору  $F=1300 \text{ км}^2$ .

Таблиця 2.1 – Середньорічні модулі стоку (ковзне осереднення хронологічного ряду середньобагаторічних витрат води за трьохріччями) р.Обіточна –м.Приморськ

№ з/п	Рік	$q$ , л/(с·км <sup>2</sup> )	$\tilde{q}$ , л/(с·км <sup>2</sup> )
1	1938	0,58	0,17
2	1939	0,78	1,60
3	1940	3,43	3,03
4	1950	0,40	0,35
5	1951	0,19	0,29
6	1952	0,28	0,72
7	1953	1,70	0,73
8	1954	0,22	0,80
9	1955	0,49	0,46
10	1956	0,66	0,67
11	1957	0,85	0,87
12	1958	1,09	1,02
13	1959	1,13	1,13
14	1960	1,18	1,13
15	1961	1,07	1,01
16	1962	0,78	1,31

Продовження табл. 2.1

№ п/п	Рік	$q$ , л/(с·км <sup>2</sup> )	$\tilde{q}$ , л/(с·км <sup>2</sup> )
17	1963	2,07	2,20
18	1964	3,75	2,35
19	1965	1,22	2,19
20	1966	1,60	1,55
21	1967	1,82	2,20
22	1968	3,19	2,02
23	1969	1,06	2,12
24	1970	2,11	1,43
25	1971	1,11	1,26
26	1972	0,57	0,90
27	1973	1,02	0,77
28	1974	0,72	0,72
29	1975	0,42	0,42
30	1981	1,38	1,43
31	1982	1,25	1,16
32	1983	0,85	0,83
33	1984	0,4	1,24
34	1985	2,47	1,17
35	1986	0,65	1,65
36	1987	1,83	1,20
37	1988	1,13	1,36
38	1989	1,13	1,08
39	1990	0,98	0,94
40	1991	0,71	0,84
41	1992	0,82	0,64
42	1993	0,40	0,51
43	1994	0,32	0,38
44	1995	0,42	0,40
45	1996	0,46	0,80
46	1997	1,52	1,31
47	1998	1,94	1,50
48	1999	1,05	1,42
49	2000	1,27	1,04
50	2001	0,80	0,96
51	2002	0,82	1,49
52	2003	2,85	1,70
53	2004	1,42	1,84

Продовження табл. 2.1

№ n/n	Рік	$q$ , л/(с·км <sup>2</sup> )	$\tilde{q}$ , л/(с·км <sup>2</sup> )
54	2005	1,25	1,71
55	2006	2,45	1,64
56	2007	1,23	1,40
57	2008	0,51	0,81
58	2009	0,70	0,69
59	2010	0,85	0,52

Для наведеного ряду розраховується середньобогаторічне значення та коефіцієнт варіації за формулами (1.1) та (1.4):

$$\bar{q} = \frac{\sum_{i=1}^n q_i}{n} = \frac{69,4}{59} = 1,18 \text{ л/(с·км}^2\text{)};$$

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n - 1}} = \sqrt{\frac{26,2}{58}} = 0,67$$

За формулою (1.15) оцінюється похибка середньо багаторічного значення  $\bar{q}$

$$\sigma_{\bar{q}} = \pm \frac{100 \cdot C_v}{\sqrt{n}} = \frac{0,67}{\sqrt{59}} \cdot 100 = 8,72 \%$$

Таким чином, похибка при розрахунках  $\bar{q}$  укладається у межі припустимих, а середньобогаторічне значення модуля річного стоку може вважатися нормою стоку.

За даними табл.2.1 будується хронологічний графік коливань річного стоку з нанесенням на нього норми стоку  $\bar{q}=1,18 \text{ л/(с·км}^2\text{)}$  (рис.2.1). За схемою (2.4) здійснюється осереднення вихідного ряду. Якщо ряд був перерваний, то ординати розраховуються кожного разу як для окремих рядів (йдеться про перериви у 1941-1949 та 1976-1980 рр.).

Якщо ряд перерваний, то осереднення перед розривом виконується як для кінцевих членів ряду, а після розриву – як для перших членів ряду.



Значення згладженого ряду наносяться на хронологічний графік коливань річного стоку. Аналіз графіку показує, що після згладження по трьох-річках, можна виділити декілька багатоводних та маловодних угруповань.

З 1981 по 1985, з 1990 по 1998, з 2001 по 2003 рр. спостерігались маловодні угруповання, а з 1961 по 1971, 1986 по 1989, з 1999 по 2000 і з 2004 по 2009 рр. мали місце багатоводні угруповання. Дотримуючись методичних підходів щодо визначення розрахункового періоду для обчислення норми стоку, необхідно, починаючи з кінця ряду, виділити проміжок часу, який включав би однакову кількість багатоводних і маловодних угруповань. У нашому прикладі розрахунковий період становить усього 28 років (з 1981 по 2009 роки, включно).

Середнє багаторічне значення  $\bar{q}$ , як еквівалент норми стоку, при цьому буде дорівнювати

$$\bar{q} = \frac{1}{28} \sum_{1981}^{2009} Q_i = \frac{31,9}{28} = 1,10 \text{ л/(с·км}^2\text{)}$$

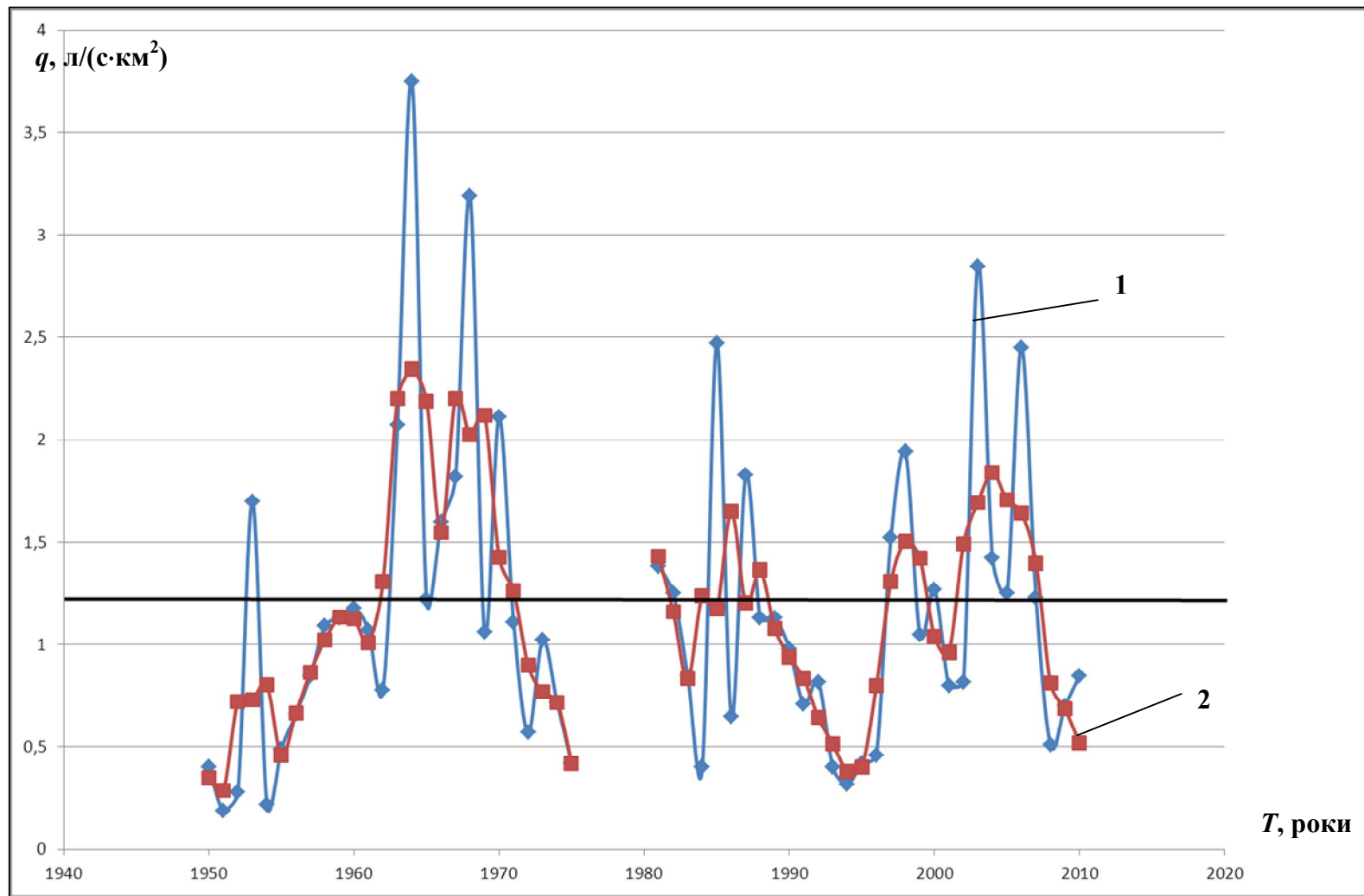
Середнє багаторічне значення витрати води по повному ряду, як відзначалось раніше, знаходиться у межах 1,18 л/(с·км<sup>2</sup>). Різниця між ними, якщо оцінювати її відносно середнього повного ряду, буде становити 7.0%.

Більш уважний розгляд рис.2.1 свідчить про те, що чисто формальний підхід до підрахунку періодів коливання водності може зумовлювати відхилення як в одну, так і в іншу сторону, бо за своїми тривалостями та глибиною суміжні періоди можуть бути досить різними. Зокрема, суміжні маловодний (з 1990 -1998 рр.) і багатоводний (1999 -2000 рр.) охоплюють 1 та 8 років, відповідно. Надійніше норму стоку можна розраховувати майже по повному ряду спостережень, включаючи багатоводний (1961-1971 рр.).

У цьому випадку

$$\bar{q} = \frac{1}{56} \sum_{1950}^{2010} q_i = \frac{64,6}{56} = 1,15 \text{ л/(с·км}^2\text{)}$$

Від середнього багаторічного значення ( $\bar{q}=1,18 \text{ л/(с·км}^2\text{)}$ ) цей результат відрізняється лише на 3,0 %. Тому за кінцевий розрахунок можна прийняти як одне (1,18 л/(с·км<sup>2</sup>)), так і інше значення (1,15 л/(с·км<sup>2</sup>)).



1 – хронологічний хід; 2 – згладжений ряд

Рисунок 2.1 – Хронологічний і згладжений часовий ряди річного стоку р.Обіточна – м.Приморськ

## 2.3 Метод різницевих інтегральних кривих

Різницеві інтегральні криві відхилень річних величин стоку від їх середнього значення будують у відхиленнях модульних коефіцієнтах від одиниці. Для цього послідовно підсумовують відхилення на протязі усього хронологічного ряду.

Поточні ординати різницевої інтегральної кривої на кінець  $t$ -го року від початку побудування кривої визначають за рівнянням

$$\sum_{i=1}^t (k_i - 1) = f(t) \quad (2.6)$$

Період часу, для якого об'єднуюча пряма лінія інтегральної кривої відхиляється вгору відносно осі абсцис та значення  $(k_i - 1)_{\text{ср}}$  додатне, відповідає багатоводній фазі коливань стоку.

Період же, для якого об'єднуюча лінія нахилена вниз та  $(k_i - 1)_{\text{ср}}$  має від'ємне значення, відповідає маловодній фазі.

### Приклад розрахунку:

Дані: середні річні модулі річного стоку за період з 1938 по 2010 рр. для р.Обіточна – м.Приморськ. Площа водозбору  $F=1300 \text{ км}^2$ .

Завдання: Побудувати інтегральну різницеву криву річного стоку та на її основі розрахувати норму стоку.

Для розрахунку ординат різницевої інтегральної кривої середньорічні модулі було внесено з табл.2.1 до табл.2.2 у хронологічному порядку. Для кожного члена ряду розраховується значення модульних коефіцієнтів

$k_i = \frac{q_i}{\bar{q}}$ . Для контролю виконаної роботи підраховується  $\sum_{i=1}^n k_i$ , яка повинна

приблизно дорівнювати кількості членів ряду  $n$ . Подалі розраховуються відхилення модульних коефіцієнтів  $k_i$  від середнього значення, тобто від

одиниці. Сума відхилень  $\sum_{i=1}^n (k_i - 1)$  повинна дорівнювати або бути близько

до нуля. Далі, маючи  $\sum_{i=1}^n (k_i - 1)$ , будується інтегральна різницева крива

(рис.2.2).

Таблиця 2.2 – Розрахунок ординат різницевої інтегральної кривої річного стоку р.Обіточна – м.Приморськ,  $F=1300 \text{ км}^2$

№ п/п	Рік	$q, \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км})^2$	$k_i$	$k_{i-1}$	$\Sigma(k_{i-1})$
1	1938	0,58	0,49	-0,51	-0,51
2	1939	0,78	0,66	-0,34	-0,85
3	1940	3,43	2,91	1,91	1,06
4	1950	0,40	0,34	-0,66	-0,66
5	1951	0,19	0,16	-0,84	-1,50
6	1952	0,28	0,24	-0,76	-2,26
7	1953	1,70	1,44	0,44	-1,82
8	1954	0,22	0,19	-0,81	-2,63
9	1955	0,49	0,42	-0,58	-3,22
10	1956	0,66	0,56	-0,44	-3,66
11	1957	0,85	0,72	-0,28	-3,94
12	1958	1,09	0,92	-0,08	-4,02
13	1959	1,13	0,96	-0,04	-4,06
14	1960	1,18	1,00	0,00	-4,06
15	1961	1,07	0,91	-0,09	-4,15
16	1962	0,78	0,66	-0,34	-4,49
17	1963	2,07	1,75	0,75	-3,74
18	1964	3,75	3,18	2,18	-1,56
19	1965	1,22	1,03	0,03	-1,52
20	1966	1,6	1,36	0,36	-1,17
21	1967	1,82	1,54	0,54	-0,63
22	1968	3,19	2,70	1,70	1,08
23	1969	1,06	0,90	-0,10	0,98
24	1970	2,11	1,79	0,79	1,76
25	1971	1,11	0,94	-0,06	1,70
26	1972	0,57	0,48	-0,52	1,19
27	1973	1,02	0,86	-0,14	1,05
28	1974	0,72	0,61	-0,39	0,66
29	1975	0,42	0,36	-0,64	0,02
30	1981	1,38	1,17	0,17	0,17
31	1982	1,25	1,06	0,06	0,23
32	1983	0,85	0,72	-0,28	-0,05
33	1984	0,4	0,34	-0,66	-0,71
34	1985	2,47	2,09	1,09	0,38
35	1986	0,65	0,55	-0,45	-0,07

Продовження табл. 2.2

№ п/п	Рік	$q$ , л/(с·км <sup>2</sup> )	$k_i$	$k_{i-1}$	$\Sigma(k_{i-1})$
36	1987	1,83	1,55	0,55	0,48
37	1988	1,13	0,96	-0,04	0,44
38	1989	1,13	0,96	-0,04	0,40
39	1990	0,98	0,83	-0,17	0,23
40	1991	0,71	0,60	-0,40	-0,17
41	1992	0,82	0,69	-0,31	-0,47
42	1993	0,4	0,34	-0,66	-1,14
43	1994	0,32	0,27	-0,73	-1,86
44	1995	0,42	0,36	-0,64	-2,51
45	1996	0,46	0,39	-0,61	-3,12
46	1997	1,52	1,29	0,29	-2,83
47	1998	1,94	1,64	0,64	-2,19
48	1999	1,05	0,89	-0,11	-2,30
49	2000	1,27	1,08	0,08	-2,22
50	2001	0,8	0,68	-0,32	-2,54
51	2002	0,82	0,69	-0,31	-2,85
52	2003	2,85	2,42	1,42	-1,43
53	2004	1,42	1,20	0,20	-1,23
54	2005	1,25	1,06	0,06	-1,17
55	2006	2,45	2,08	1,08	-0,09
56	2007	1,23	1,04	0,04	-0,05
57	2008	0,51	0,43	-0,57	-0,62
58	2009	0,7	0,59	-0,41	-1,02
59	2010	0,85	0,72	-0,28	-1,30

По характерних ділянках на кривій (рис.2.2) можна виділити замкнені цикли водності: з 1950 по 1975 рр. і з 1983 рр. по 2008 рр.

Таким чином, за розрахунковий період для визначення норми стоку на р.Обіточна – м.Приморськ можна прийняти усі перераховані періоди.

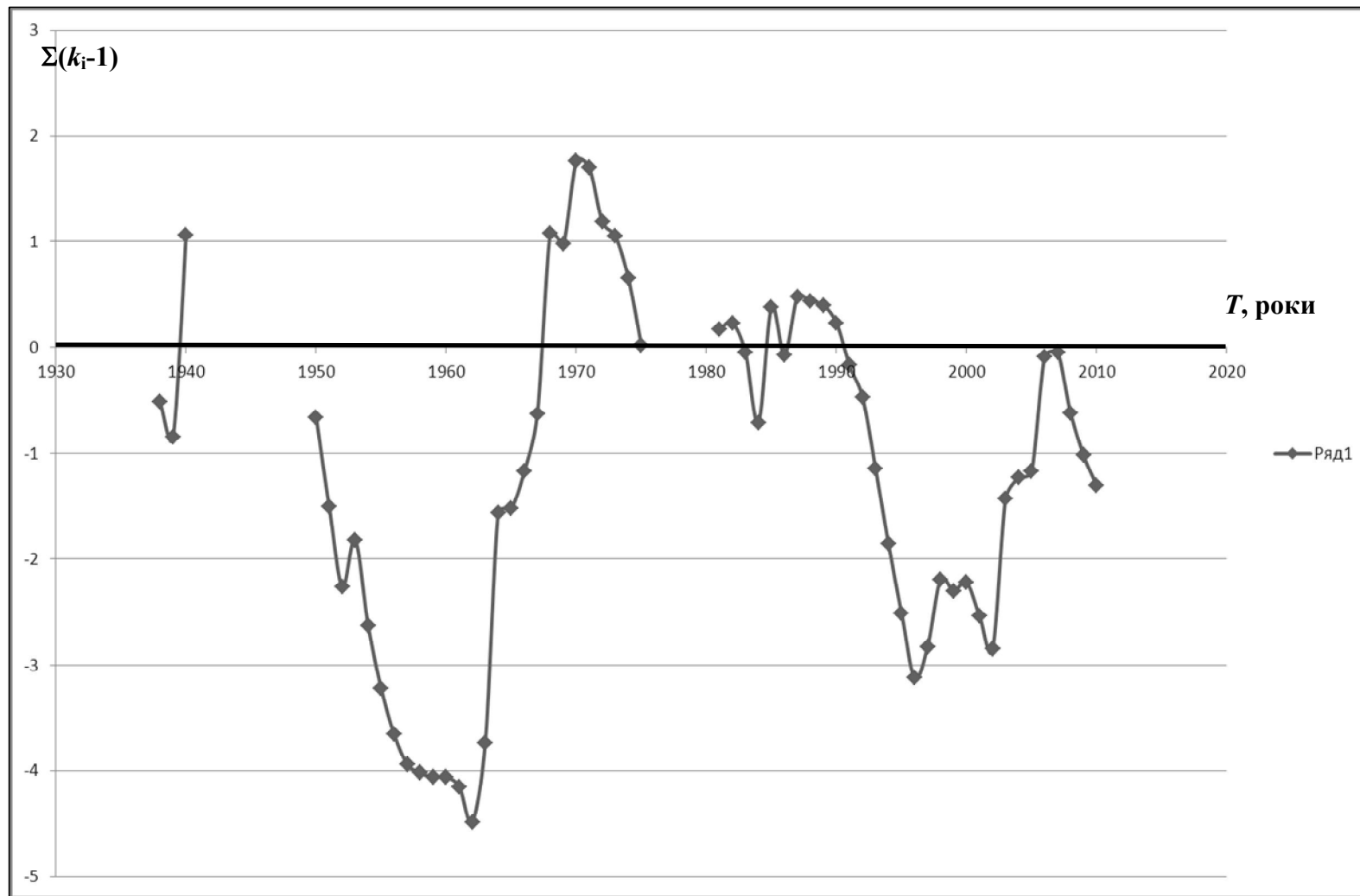


Рисунок 2.2 – Різницеві інтегральна крива річного стоку р.Обіточна – м.Приморськ

Якщо ж розглядати весь часовий ряд (з 1938 по 2010 рр.), то за розрахунковий слід прийняти період з 1983 по 2008 рр. При цьому середнє, тобто норма стоку буде дорівнювати

$$\bar{q} = \frac{1}{26} \sum_{1983}^{2008} q_i = \frac{29,7}{26} = 1,14, \text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$$

Від середнього багаторічного значення повного ряду ( $\bar{q}=1,18 \text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$ ) та розрахованого на основі аналізу згладженого хронологічного графіку ( $\bar{q}=1,15 \text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$ ) отримана норма ( $\bar{q}=1,14 \text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$ ) відрізняється усього на 2,5-3,4 %, що знаходиться у межах точності вихідної інформації.

#### 2.4 Визначення норми річного стоку за відсутності гідрометричних вимірювань

За відсутності систематичних вимірювань стоку і відповідно часових рядів норма стоку визначається непрямими методами. Найпоширеніші - карти норми річного стоку (модуля або шару).

Принципова можливість побудови карт норми річного стоку впливає безпосередньо з рівняння водного балансу  $\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}$ . Складові правої частини рівняння (опади  $\bar{X}$  та випаровування  $\bar{E}$ ) взагалі мають зональний розподіл за територією, за винятком гірських районів, де широтна закономірність змінюється висотною. В силу зональної зміни за територією складових балансів рівняння, тій же закономірності безперервної та плавної зміни підкоряється і стік  $\bar{Y}$ . Стокові величини мають інтегральний характер. Вони відносяться до геометричних центрів тяжіння водозбору. У загальному випадку геометричні центри тяжіння є точкою перетину великої та малої осей водозборів. Під час побудовування карт саме так відносять норми, а в разі їх визначення за картами вони встановлюються для геометричних центрів водозборів.

Нормативним документом СНіП 2.01.14-83 рекомендована карта ізоліній середньобагаторічних модулів річного стоку  $\bar{q}$ , л/(с·км<sup>2</sup>).

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

$$\bar{q} = \frac{\bar{q}_1 f_1 + \bar{q}_2 f_2 + \dots + \bar{q}_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (2.13)$$

де  $\bar{q}_1, \bar{q}_2, \dots, \bar{q}_n$  - середні значення модуля річного стоку між сусідніми ізолініями, л/(с·км<sup>2</sup>).

$f_1, f_2, \dots, f_n$  – площі між відповідними ізолініями стоку, які визначаються планіметруванням або за допомогою палетки, км<sup>2</sup>.

### Приклади розрахунку:

#### 1. Визначити за допомогою карти СНіП 2.01.14-83 норму річного стоку р. Обіточна – м. Приморськ (річки Приазов'я)

Дані: Фрагмент карти норми річного стоку [3, дод.1, лист I] масштабу 1:1000000, ізолінії стоку проведені в модулях  $\bar{q}$ , л/(с·км<sup>2</sup>), який наводиться на рис.2.3; і фрагмент карти коефіцієнтів варіації середньобагаторічного річного стоку річок [3, дод.1, лист II] масштабу 1:1000000 (рис.2.4).

Порядок вирішення завдання:

- визначається місцеположення розрахункового створу за картою (ОГХ, Т.6. Вип.3) і відповідно за картою СНіП 2.01.14-83 (рис.2.3);
- виділяється водозбір р.Обіточна – м.Приморськ;
- оскільки водозбір знаходиться між ізолініями 1,0 і 2,0 л/(с·км<sup>2</sup>), то норма стоку буде визначатись по геометричному центру тяжіння шляхом лінійної інтерполяції.

Для водозбору, що розглядається,  $\bar{q}=1,20$  л/(с·км<sup>2</sup>).

Отримане значення  $\bar{q}=1,20$  л/(с·км<sup>2</sup>) с з рис.2.3 співпадає з тим, яке було одержане по ряду спостережень за 1938-2010 рр. – 1,18 л/(с·км<sup>2</sup>).

За аналогічною схемою, використовуючи рис.2.4, визначається коефіцієнт варіації  $C_v$ . Оскільки досліджуваний водозбір перетинають 2 ізолінії 0,50 і 0,60, значення коефіцієнта варіації знято з карти, дорівнює  $C_v=0,55$ .

### Контрольні запитання

1. Що називається нормою стоку?
2. Яке може бути виражена норма стоку?
3. При яких умовах тривалість періоду спостережень за річним стоком визначається достатньою?



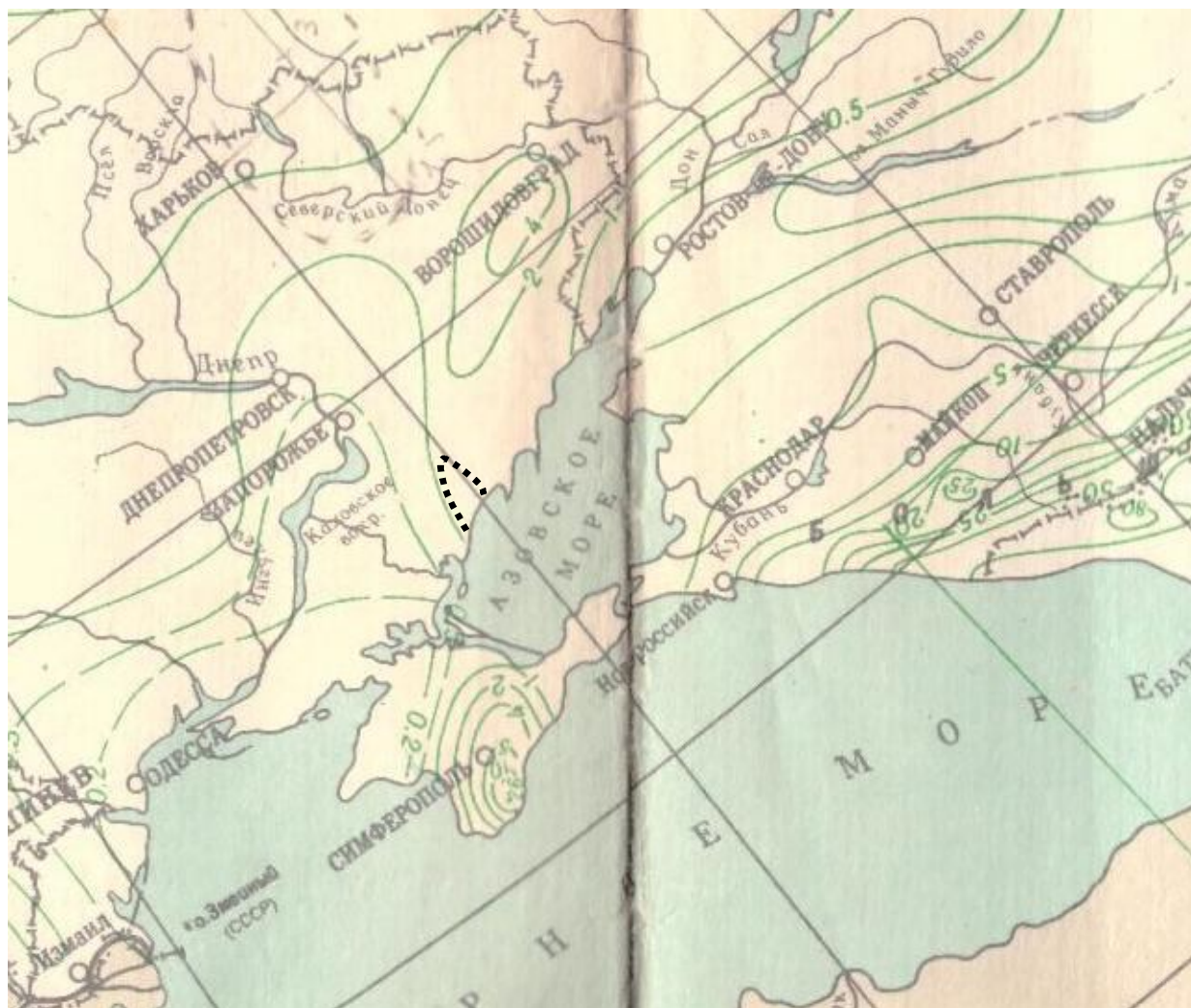


Рисунок 2.3 – Фрагмент карти норми річного стоку  $\bar{q}$ , л/(с·км<sup>2</sup>)  
р.Обіточна – м.Приморськ [6]

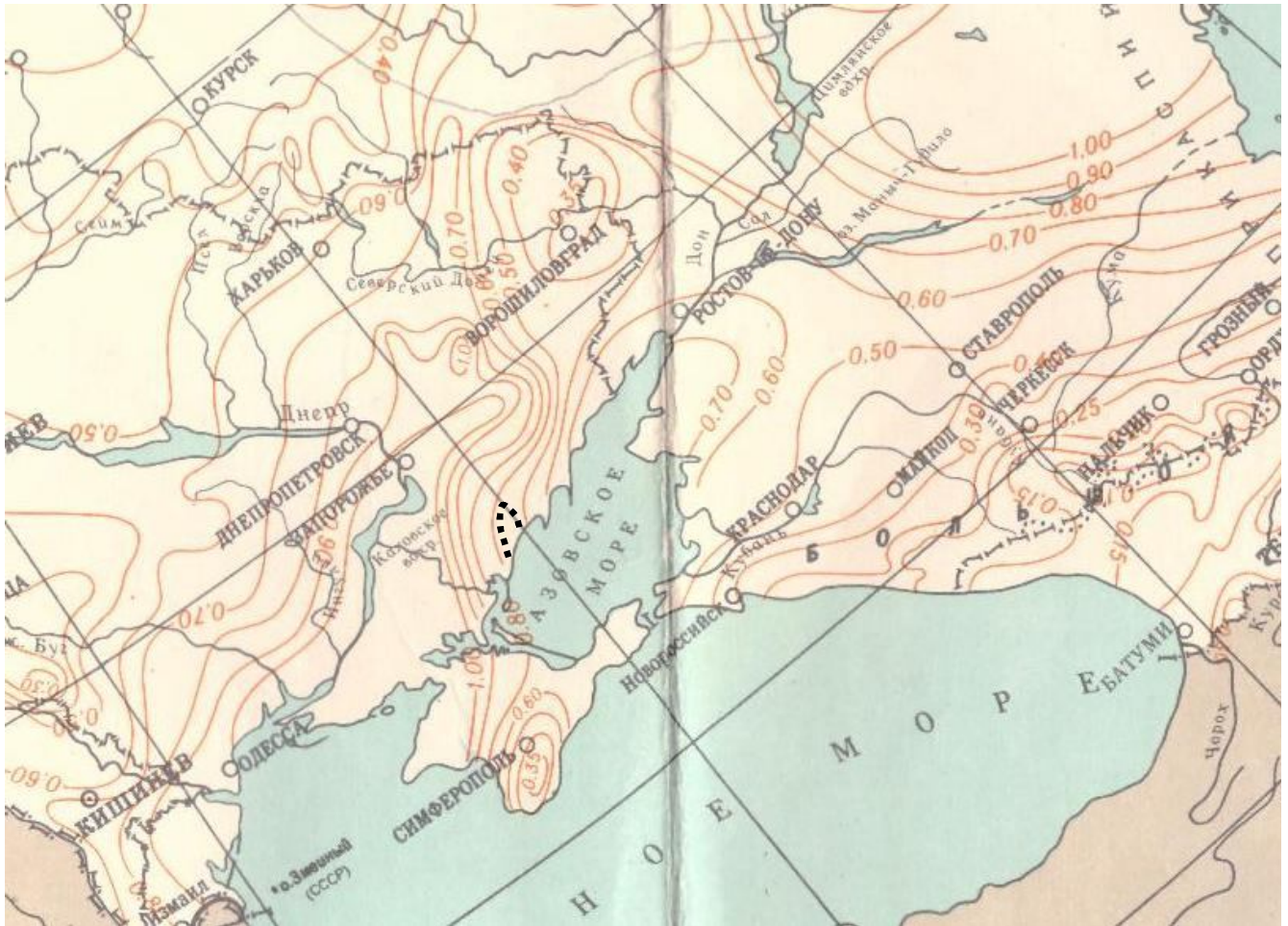


Рисунок 2.4 – Фрагмент карти коефіцієнта варіації середньобаторічного річного стоку р.Обіточна – м.Приморськ [6]

Точність розрахунку норми річного стоку та коефіцієнта варіації за картою СНіП визначається за формулою

$$\Delta = \frac{|q_p - q_{\delta}|}{q_{\delta}} \cdot 100\%, \quad (2.15)$$

- для норми річного стоку

$$\Delta_q = \frac{|1,2 - 1,18|}{1,18} \cdot 100 = 1,69\%; \quad (2.16)$$

- для коефіцієнта варіації

$$\Delta_{Cv} = \frac{|0,55 - 0,67|}{0,67} \cdot 100 = 17,9\% \quad (2.17)$$

За результатами перевірочних розрахунків для р.Обіточна-м.Приморськ точність визначення норми стоку за допомогою карти дорівнює 1,69 %, а коефіцієнта варіації – 17,9 %.

### **Перелік джерел посилання до розділів 1-2**

1. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеса: ТЕС, 2014. 483 с.
2. Шакірзанова Ж.Р., Бурлуцька М.Е. Гідрологічні розрахунки і прогнози : Конспект лекцій. Одеса: ОДЕКУ. 2016. 158 с.
3. Гребень В.В. Сучасний водний режим річок України (Ландшафтно-гідрологічний аналіз. Київ: Ніка-центр. 2010. 315 с.
4. Вишневський В.І., Косовиць О.О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ: Ніка – центр. 2003. 324 с.
5. Гопченко Є.Д., Гушля А.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. Київ, 1994. 295 с.
6. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 448 с.

### 3 ВИЗНАЧЕННЯ КРИТЕРІЇВ ОЦІНКИ ЯКОСТІ ПРОГНОЗІВ ТА ЕФЕКТИВНОСТІ МЕТОДИКИ ПРОГНОЗУВАННЯ ГІДРОЛОГІЧНОГО ЕЛЕМЕНТУ. ДОПУСТИМА ПОХИБКА ПРОГНОЗІВ. ФОРМИ ВИРАЖЕННЯ ПРОГНОЗІВ

#### 3.1 Критерії оцінки ефективності методики та якості прогнозів водного режиму річок

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 [1].

##### 1. Оцінка якості прогнозів водного режиму річок.

Згідно «Настанові по службі прогнозів» [4] оцінка прогнозу зводиться до визначення справджуваності даного прогнозу шляхом співставлення похибки прогнозу з допустимою похибкою.

Похибка прогнозу це різниця між фактичним значенням величини  $Y$  і значенням, отриманим у прогнозі  $Y'$

$$\delta = Y - Y' \quad (3.1)$$

При цьому для оцінки справджуваності прогнозу необхідно мати критерій оцінки, який повинен бути об'єктивним і дозволяти порівнювати точність прогнозів будь-яких гідрологічних явищ. Ці потреби можуть бути виконані, якщо оцінка основана на методах математичної статистики.

Виходячи з припущення про те, що похибка будь-якого прогнозу випадкова, а розподіли похибок підпорядковуються нормальному закону, за допустиму похибку  $\delta_{доп}$  приймається ймовірне відхилення значень прогнозованого елементу від середнього у вигляді

$$\delta_{доп} = \pm 0.674 \cdot \sigma, \quad (3.2)$$

де  $\sigma$  - середнє квадратичне відхилення прогнозної величини від норми

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}{n-1}}, \quad (3.3)$$

де  $Y_i$  – значення прогнозної величини;

$\bar{Y}$  – середнє багаторічне значення прогнозної величини;

$n$  – кількість членів ряду.

Визначення  $\delta_{\hat{a}\hat{i}\hat{i}}$  за формулою (3.2) відбувається звичайно при довгострокових прогнозах водного режиму (наприклад, прогноз шару стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля).

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

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0.674 \cdot \sigma_{\Delta}, \quad (3.4)$$

де  $\sigma_{\Delta}$  – середнє квадратичне відхилення зміни прогнозованої величини за період завчасності прогнозу від норми цієї зміни

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n-1}}, \quad (3.5)$$

де  $\Delta_i$  – зміна прогнозованої величини за період завчасності прогнозу (різниця між кінцевим і початковим значенням, наприклад,  $\Delta H = H_{t+1} - H_t$ );

$\bar{\Delta}$  - середнє значення цих змін;

$n$  – кількість членів ряду.

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

$$\delta \leq \delta_{\text{доп}}. \quad (3.6)$$

## 2. Оцінка ефективності методики гідрологічного прогнозу.

Для оцінки ефективності методики прогнозу існують два критерії:

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

$$P = \frac{m}{n} 100\%, \quad (3.7)$$

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

$n$  – загальна кількість прогнозів, які складені за даною методикою.

Методика прогнозу вважається ефективною, якщо забезпеченість допустимої похибки за методикою не менш, ніж на 10 % перевищує забезпеченість прогнозів по нормі (50 %), тобто мінімальне значення  $P\%$  перевірних прогнозів повинне бути [2,4]

$$P \geq 60\% .$$

2) Критерій якості (ефективності) методики. Мірою точності методики є середні квадратична похибка перевірних прогнозів

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y_i')^2}{n}} , \quad (3.8)$$

де  $Y_i'$  - прогнозне значення величини  $Y_i$ .

Критерієм якості та ефективності методики є відношення  $S/\sigma$  або  $S/\sigma_{\Delta}$ . Величина відношення показує в скільки разів варіація функції (прогнозованої змінної  $Y$ ) менша варіації аргументу (вихідної змінної).

Середнє квадратичне відхилення  $\sigma$  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  $S < \sigma$ .

Оцінити тісноту будь-якого зв'язку можна за коефіцієнтом парної кореляції (у випадку лінійного зв'язку). Якщо залежність криволінійна, то використовують кореляційне відношення

$$\rho = \sqrt{1 - \left(\frac{S}{\sigma}\right)^2} , \quad (3.9)$$

де  $S$  – критерій тісноти зв'язку або точності методики.

При  $S/\sigma = 0.8$  маємо нижню межу забезпеченості допустимої похибки  $P=60\%$  (при  $\rho = 0.6$ ), тобто на 10 % вище ніж ймовірного відхилення величини від середнього.

Якщо зв'язок функціональний  $\rho = 1.0$  ( $S=0$ ), тобто зміна  $Y$  повністю враховується факторами, які визначають прогнозну величину.

Якщо зв'язок відсутній  $\rho = 0$  ( $S=\sigma$ ), тобто вихідні фактори не впливають на прогнозну величину  $Y$ .

Тому потрібно, щоб  $0 < \rho \leq 1$ .

**Методика буде ефективною**, якщо  $\rho \rightarrow 1, 0 \leq \frac{S}{\sigma} \leq 0.8$ ,

тобто збільшення величини  $\rho$  чи  $S/\sigma$  говорить про підвищення якості методики прогнозу.

Похибки визначення  $\rho$  будуть тим більшими, чим менша довжина ряду  $n$ . Тому  $S/\sigma$  є дійсним:

- при  $n \geq 25$   $\frac{S}{\sigma} \leq 0.80$ ;
- при  $15 < n < 25$   $\frac{S}{\sigma} \leq 0.75$ ;
- при  $n \leq 15$   $\frac{S}{\sigma} \leq 0.70$ .

Виходячи з точності спостережень гідрометеорологічних величин і опису розробки методик прогнозу прийнята така шкала оцінок точності методики (при  $n \geq 25$ ):

$S/\sigma$	$P \%$	Категорія методики
$\leq 0.5$	$\geq 82$	добра
0.51-0.80	81-60	задовільна

Слід відзначити, що оцінка точності методики може не співпадати з оцінкою степені тісноти кореляційної залежності, по якій складаються прогнози.

### 3.2 Форми представлення прогнозів

Представлення прогнозів для споживачів має бути вірним, чітким для розуміння, відповідати сучасному стану, давати представлення про можливі похибки прогнозу та їх забезпеченості. Існують різні форми вираження короткострокових та довгострокових прогнозів [1,3,4], але наведемо ти з них, які частіше використовуються при гідрометеорологічному забезпеченні [2].

**Перша форма випуску прогнозу:** указуються значення прогнозованої величини і діапазон, рівний допустимій похибки прогнозу:  $Y' \pm \delta_{don}$ . Наприклад, шар стоку весняного водопілля очікується рівним 60 мм при ймовірній похибці  $\pm 10$  мм. Це основна форма представлення 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 посилки, що погрішності прогнозу мають розподіл близький до нормального. Тоді їх ймовірність визначається як

$$\delta_p = k_p S_{Y-Y'}, \quad (3.10)$$

де  $k_p$  - нормоване відхилення величини при заданій забезпеченості  $P$  (визначається за спеціальною таблицею);

$S_{Y-Y'}$  - погрішність окремого прогнозу, що залежить від точності методики  $S$  та нормованого відхилення основної незалежної змінної  $x$ .

Для визначення  $S_{Y-Y'}$  розроблені спеціальні таблиці

$$S_{Y-Y'} = S \cdot f\left(\frac{\Delta}{\sigma_x}\right), \quad (3.11)$$

де  $S$  визначається за (3.8);

$\Delta = x_i - \bar{x}$  - розраховується для основної змінної  $x$ , за якою випускається прогноз;

$\sigma_x$  - середнє квадратичне відхилення для величини  $x$ ;

$n$  - кількість членів ряду.

При ймовірності влучення прогнозованої величини в заданий діапазон, рівний 50 %, крайні величини діапазону знаходяться за таким виразом

$$Y' + 0.674 \cdot S_{Y-Y'}. \quad (3.12)$$

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

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

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

$$Y_p = Y' \pm \delta_p = Y' \pm k_p \cdot S_{Y-Y'}, \quad (3.13)$$

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

$\delta_p$  - похибка заданої забезпеченості  $P\%$ .

Величина  $P$  дорівнює різниці  $P_2 - P_1$ , тобто різниці забезпеченості нижнього та верхнього значень прогнозованої величини. Похибка  $P=50\%$  називається ймовірною.



Забезпеченість похибки є кількість випадків у відсотках, коли похибка була менше даної.

Прогноз в ймовірній формі можна також виразити у вигляді кривої забезпеченості прогнозних величин.

**Четверта форма випуску прогнозів.** У сучасних моделях, які використовуються для прогнозу елементів водного режиму річок, зокрема шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля, формою представлення прогнозів є найбільш наглядний метод – *картографічне представлення прогнозних величин*, що дозволяє одержувати прогнозні значення для будь-яких водозборів в межах розглядуваної території, включаючи й річки, по яких відсутні дані гідрологічних спостережень [5, 6].

Не менше важливим питанням, особливо для невивчених річок, є встановлення забезпеченості або ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі. Величини забезпеченості також можуть бути представлені у карто-схемах, що дає змогу оцінити ймовірності перевищення прогнозних величин на території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості.

При прогнозах стоку на невивчених річках стає задача визначення допустимої похибки прогнозів. Так, наприклад, при довгострокових прогнозах шарів весняного стоку  $\delta_{дон}$  (мм) може бути отримана на основі залежності

$$\delta_{дон} = a(\varphi + 50), \quad (3.14)$$

де  $\varphi$  - географічна широта геометричних центрів тяжіння водозборів (в долях градуса п.ш.),

а для максимальних витрат води весняного водопілля по залежностях

$$\delta_{дон} = b \cdot F, \quad (3.15)$$

де  $F$  – площа водозборів, км<sup>2</sup>.

### 3.3 Порядок виконання практичної частини

#### 3.3.1 Розрахунок допустимої похибки при довгострокових прогнозах водного режиму річок

**Завдання:** Розрахувати допустиму похибку при довгостроковому прогнозуванні шару стоку весняного водопілля на р. Інгулець - с.Олександростепанівка,  $F=1400$  км<sup>2</sup>.

**Вихідні дані:** Таблиці багаторічних рядів характеристик весняного водопілля на р. Інгулець - с.Олександро-Степанівка (табл. 3.1).

### Послідовність виконання розрахунків

При довгостроковому прогнозуванні характеристик весняного водопілля допустима похибка визначається як ймовірне відхилення значень прогнозованого елемента від середнього за формулою (3.2). При цьому послідовність розрахунків наступна.

1) За даними табл.3.1 по багаторічному ряду значень шарів стоку весняного водопілля на р. Інгулець-с.Олександро-Степанівка розраховуємо середнє його значення за багаторічний період (табл.3.2).

2) Розраховуємо відхилення прогнозованої величини  $Y$ , мм від середнього за багаторічний період  $\bar{Y}$ , мм.

3) Розраховуємо середнє квадратичне відхилення прогнозованої величини від норми:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n 26332}{33}} = 28 \text{ мм}$$

Таблиця 3.1 – Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям р. Інгулець - с.Олександро-Степанівка,  $F=1400 \text{ км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y$ , мм
		початку	$Q_m$	кінця			
1	1975	11.Січ	17.Січ	31.Бер	80	40,7	11
2	1976	24.Бер	01.Кві	08.Тра	46	102	41
3	1977	23.Січ	10.Лют	03.Тра	101	14,6	12
4	1978	11.Лют	17.Лют	27.Бер	45	48	21
5	1979	24.Бер	10.Бер	21.Кві	46	15,9	4,7
6	1980	12.Лют	17.Лют	04.Кві	53	70,7	55
7	1981	02.Бер	11.Бер	01.Кві	31	6,65	3,8
8	1982	02.Бер	05.Бер	27.Кві	57	1,18	1,4
9	1983	07.Бер	15.Бер	23.Кві	48	65,7	56
10	1984	11.Бер	24.Бер	16.Кві	37	19,3	9
11	1985	2.Бер	6.Бер	6.Кві	35	31,7	6
12	1986	09.Січ	13.Січ	07.Бер	58	18,2	11
13	1987	18.Бер	27.Бер	14.Кві	28	46	25
14	1988	03.Бер	21.Бер	17.Кві	46	20,7	16

Продовження табл. 3.1

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{ мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
15	1989	08.Бер	19.Бер	06.Тра	60	101	105
16	1990	11.Лют	09.Бер	30.Бер	48	189	95
17	1991	14.Бер	23.Бер	24.Кві	42	128	55
18	1992	14.Бер	30.Бер	11.Кві	29	3,56	2,4
19	1993	12.Лют	05.Бер	24.Бер	41	20,5	18
20	1994	05.Лют	05.Бер	06.Кві	61	2,82	5,4
21	1995	10.Бер	22.Бер	15.Кві	37	4,1	5
22	1996	10.Бер	15.Бер	03.Кві	25	34,7	14
23	1997	31.Січ	19.Лют	07.Бер	36	53,6	36
24	1998	15.Лют	04.Бер	31.Бер	45	103	51
25	1999	14.Січ	01.Лют	12.Бер	58	88,7	79
26	2000	11.Лют	23.Бер	24.Кві	45	57,8	77
27	2001	13.Лют	18.Лют	10.Кві	57	4,81	9,9
28	2002	26.Лют	22.Бер	25.Кві	59	6,78	14
29	2003	06.Бер	06.Кві	13.Кві	39	2,21	4,8
30	2004	04.Бер	07.Бер	15.Кві	43	4,9	4,5
31	2005	11.Бер	20.Бер	25.Кві	46	70,3	32
32	2006	03.Бер	12.Бер	07.Кві	36	59,7	48
33	2007	28.Бер	12.Кві	19.Кві	23	28,3	17
34	2008	01.Бер	14.Бер	03.Кві	34	31,9	21

Таблиця 3.2 – Розрахунок допустимої похибки при довгостроковому прогнозуванні шару стоку весняного водопілля на р. Інгулець - с.Олександростепанівка,  $F=1400 \text{ км}^2$

№	Рік	Сумарний шар стоку, $Y$ мм	$Y_i - \bar{Y}$	$(Y_i - \bar{Y})^2$
1	1975	11	-17	289
2	1976	41	13	169
3	1977	12	-16	256
4	1978	21	-7	49
5	1979	4,7	-23	543
6	1980	55	27	729
7	1981	3,8	-24	586
8	1982	1,4	-27	708
9	1983	56	28	784
10	1984	9	-19	361
11	1985	6	-22	484
12	1986	11	-17	289
13	1987	25	-3	9
14	1988	16	-12	144
15	1989	105	77	5929
16	1990	95	67	4489
17	1991	55	27	729
18	1992	2,4	-26	655
19	1993	18	-10	100
20	1994	5,4	-23	511
21	1995	5	-23	529
22	1996	14	-14	196
23	1997	36	8	64
24	1998	51	23	529
25	1999	79	51	2601
26	2000	77	49	2401
27	2001	9,9	-18	328
28	2002	14	-14	196
29	2003	4,8	-23	538
30	2004	4,5	-24	552
31	2005	32	4	16
32	2006	48	20	400
33	2007	17	-11	121
34	2008	21	-7	49
		$\bar{Y}=28 \text{ мм}$		$\sum (Y_i - \bar{Y})^2=26332$

4) За допустиму похибку  $\delta_{\text{дон}}$  приймаємо

$$\delta_{\text{дон}} = \pm 0.674 \cdot \sigma = \pm 19 \text{ мм.}$$

5) Формулюємо висновок.

Вихідні дані для розрахунку допустимої похибки прогнозу при довгострокових прогнозах шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля по річках наведені у додатку Б.

### **3.3.2 Розрахунок допустимої похибки при короткострокових прогнозах водного режиму річок**

**Завдання:** Розрахувати допустиму похибку при короткострокових прогнозах щоденних рівнів води р.Дністер – м.Заліщики при завчасності прогнозу 2 доби.

**Вихідні дані:** Таблиці щоденних рівнів води за місяці літньо-осіннього періоду на р.Дністер – м.Заліщики (дод.А).

#### **Послідовність виконання розрахунків**

При короткострокових прогнозах щоденних рівнів води допустима похибка визначається в залежності від варіації відхилення елементу за період завчасності прогнозу за формулою (3.4). При цьому послідовність розрахунків наступна.

1) За даними щоденних рівнів води у липні 2010 р. на р.Дністер – м.Заліщики (дод.В) розраховуємо зміну прогнозованої величини за період завчасності прогнозу (2 доби), як різницю між кінцевим і початковим значенням рівня води

$$\Delta H = H_{t+1} - H_t.$$

Результати розрахунків наводимо у табл. 3.3.

2) Розраховуємо середнє значення цих змін  $\bar{\Delta H}$  з урахуванням знаку отриманої величини (табл.3.3).

3) Обчислюємо середнє квадратичне відхилення зміни прогнозованої величини за період завчасності прогнозу  $\Delta H_i$  від норми цієї зміни  $\bar{\Delta H}$

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta H_i - \bar{\Delta H})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n 11699}{30}} = 20 \text{ см.}$$

Таблиця 3.3 – Розрахунок допустимої похибки при короткострокових прогнозах щоденних рівнів води р.Дністер – м.Заліщики, 2010 р.

Дата	$H_{07}$ , см	$\Delta H_i$ , см	$\Delta H_i - \bar{\Delta H}$	$(\Delta H_i - \bar{\Delta H})^2$
1	7	-7	-9	81
2	3	-7	-9	81
3	0	-6	-8	64
4	-4	-2	-4	16
5	-6	-2	-4	16
6	-6	-8	-10	100
7	-8	-7	-9	81
8	-14	3	1	1
9	-15	11	9	81
10	-11	19	17	289
11	-4	22	20	400
12	8	47	45	2025
13	18	28	26	676
14	55	-19	-21	441
15	46	-16	-18	324
16	36	-18	-20	400
17	30	-22	-24	576
18	18	-15	-17	289
19	8	-12	-14	196
20	3	-11	-13	169
21	-4	-1	-3	9
22	-8	13	11	121
23	-5	11	9	81
24	5	34	32	1024
25	6	30	28	784
26	39	-7	-9	81
27	36	-12	-14	196
28	32	-24	-26	676
29	24	20	18	324
30	8	41	39	1521
31	44	-22	-24	576

$$\bar{\Delta H} = 2 \text{ см}$$

$$\Sigma(\Delta H_i - \bar{\Delta H})^2 = 11699$$

4) За допустиму похибку  $\delta_{дон}$  приймаємо

$$\delta_{дон} = \pm 0.674 \cdot \sigma_{\Delta} = \pm 14 \text{ см.}$$

5) Формулюємо висновок.

Вихідні дані для розрахунку допустимої похибки при короткострокових прогнозах щоденних рівнів води наведені у дод.Б.

### **Контрольні запитання**

1. Що таке гідрологічний прогноз? Як визначити похибку прогнозу і його справджуваність?
2. Що таке допустима похибка прогнозу? Як вона визначається для різних видів прогнозів?
3. Що є критерієм якості методики прогнозів? При якому значенні критерію якості методику можна використовувати в оперативній практиці?
4. Які існують форми випуску короткострокових та довгострокових прогнозів? Як представляються замовнику територіальні прогнози?

### **Перелік джерел посилання до розділу 3**

1. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеса : ТЕС, 2014. 483 с.
2. Шакірманова Ж.Р., Бурлуцька М.Е. Гідрологічні розрахунки і прогнози : Конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ. 2016. 158 с.
3. Гребень В.В. Сучасний водний режим річок України (Ландшафтно-гідрологічний аналіз. Київ: Ніка-центр. 2010. 315 с.
4. Вишневецький В.І., Косовиць О.О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ: Ніка – центр. 2003. 324 с.
5. Гопченко Є.Д., Гушля А.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. Київ, 1994. 295 с.
6. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. Ленинград : Гидрометеоздат, 1974. 419 с.
7. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П., Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Ленинград : Гидрометеоздат, 1983. – 390 с.
8. Методичні вказівки з курсу “Економіка гідрологічного забезпечення народного господарства України” для студентів ІУ курсу, спеціальності – гідрологія суші / Сербов М.Г. Одеса, ОГМІ, 1996. 83 с.
9. Наставление по службе прогнозою, Разд. 3. Ч. 1. Ленинград: Гидрометеоздат, 1962. 194 с.
10. Руководство по гидрологическим прогнозам. Ленинград : Гидрометеоздат, 1989. Вып. 1. 357 с.
11. Руководство по гидрологическим прогнозам. Ленинград : Гидрометеоздат, 1989. Вып. 2. 246 с.

### Додаток А

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям

#### Варіант 1

р. Інгулець - Кривий Ріг,  $F=8600 \text{ км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{ мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1975	09.01	20.01	20.03	71	91,1	10
2	1976	04.03	04.04	30.04	58	236	28
3	1977	01.03	08.03	26.03	26	18	0,8
4	1978	12.02	17.02	23.03	40	11,4	1,1
5	1979	09.02	10.02	11.04	62	25,4	1,4
6	1980	01.01	09.03	11.04	60	25,3	3,6
7	1981	02.02	05.02	26.02	53	13,6	2,6
8	1982	05.03	30.03	21.04	48	37,7	5,6
9	1983	07.03	29.03	28.04	53	250	34
10	1984	04.03	06.03	16.04	44	84,7	15
11	1985	03.03	07.03	06.04	35	17,5	1,7
12	1986	03.02	03.03	24.03	50	18,8	2,9
13	1987	01.03	02.04	12.04	43	209	21
14	1988	11.03	22.03	17.04	67	33,8	2,9
15	1989	08.03	28.03	10.04	34	166	13
16	1990	16.02	09.03	31.03	44	649	66
17	1991	18.02	12.03	12.04	54	134	22
18	1992	05.03	10.03	24.03	20	5,81	0,6
19	1993	28.02	24.03	03.04	36	12,1	0,6
20	1994	28.02	11.03	02.04	34	60,3	5,6
21	1995	09.02	03.03	25.04	76	578	60
22	1996	11.01	31.01	06.03	55	138	27
23	1997	24.02	04.04	30.04	38	288	43
24	1998	15.02	21.02	12.04	57	105	9,8
25	1999	04.04	06.04	30.04	58	62,2	5,2
26	2000	07.03	23.03	19.04	44	47,2	3,8
27	2001	04.03	08.03	17.04	45	5,48	0,9
28	2002	16.03	24.03	03.05	49	369	31
29	2003	03.03	14.03	10.04	39	135	18
30	2004	29.03	10.04	26.04	29	15,9	2,1
31	2005	29.02	15.04	20.04	52	61,5	6,7
32	2006	водопілля не виражено					
33	2007	06.03	18.03	03.04	29	45,2	5,4



## Варіант 2

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям  
на р. Інгулець - Могилівка,  $F=9280\text{км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1975	10.01	24.01	23.03	73	80,3	9,5
2	1976	04.03	05.04	16.05	74	164	23
3	1977	01.02	06.03	26.03	54	16,5	1,7
4	1978	11.02	18.02	24.03	42	11	1
5	1979	10.02	11.02	11.04	61	8,25	1
6	1980	07.02	18.02	20.04	74	21,7	3,6
7	1981	03.02	05.02	28.03	54	18,9	19
8	1982	11.03	31.03	28.04	49	32	4,8
9	1983	07.03	30.03	29.04	54	153	26
10	1984	03.03	14.03	17.04	46	106	18
11	1985	02.03	08.03	04.04	34	15,6	2,2
12	1986	03.02	11.02	11.03	37	13,1	2,6
13	1987	01.03	04.03	12.04	43	141	17
14	1988	09.02	10.03	28.03	49	10,8	3
15	1989	08.03	29.03	12.04	36	109	14
16	1990	16.02	09.03	01.04	45	502	56
17	1991	18.02	07.03	12.04	54	149	24
18	1992	11.02	17.03	13.04	63	45,1	6,1
19	1993	05.02	22.02	24.03	48	26,4	3,8
20	1994	07.02	14.02	23.03	45	15,5	3,4
21	1995	26.02	11.03	28.03	31	9,45	1,7
22	1996	28.02	25.03	04.04	37	14	2,4
23	1997	28.02	11.03	02.04	34	46,8	6
24	1998	09.02	04.03	26.04	77	383	63
25	1999	02.01	01.02	06.03	55	241	39
26	2000	25.03	05.04	02.05	39	239	26
27	2001	18.02	23.02	16.04	58	129	15
28	2002	04.03	08.04	02.05	60	54,8	7,6
29	2003	07.03	24.03	20.04	45	51,2	5,6
30	2004	04.03	10.03	19.04	47	11,7	3,7
31	2005	16.03	24.03	05.05	51	378	29
32	2006	04.03	15.03	10.04	38	136	17
33	2007	04.04	07.04	29.04	26	17,2	3
34	2005	02.03	16.04	24.04	24	61	7,6

### Варіант 3

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям на  
р.Південний Буг - с.Піроговці,  $F=827 \text{ км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{ мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
1	1975	23.03	03.04	15.05	53	19,2	27
2	1976	01.03	01.04	09.05	70	27,5	69
3	1977	16.02	28.02	26.03	39	30,5	41
4	1978	03.03	16.03	19.04	48	27,7	45
5	1979	16.03	24.03	04.04	20	34,6	33
6	1980	14.03	06.04	04.05	53	92,2	89
7	1981	02.03	29.03	03.04	33	22	48
8	1982	17.03	26.03	20.04	35	30,7	50
9	1983	20.02	12.03	16.04	57	7,25	17
10	1984	21.03	28.03	11.04	22	32	35
11	1985	10.03	16.03	26.03	17	5,4	6,6
12	1986	02.03	17.03	24.03	23	6,3	12
13	1987	24.03	05.04	26.04	34	28,6	53
14	1988	18.02	17.03	22.03	33	4,43	10
15	1989	02.03	13.03	13.04	43	10,1	31
16	1990	06.03	23.03	06.05	62	36,5	75
17	1991	28.03	09.04	01.05	35	36,2	52
18	1992	09.03	20.03	08.04	31	25,1	42
19	1993	12.03	21.03	05.04	25	9,81	20
20	1994	06.03	14.03	30.03	25	3,94	8,9
21	1995	27.03	05.04	26.04	31	15	25
22	1996	18.03	03.04	25.04	39	17,8	30
23	1997	18.03	26.03	27.04	41	7,74	23
24	1998	21.03	03.04	23.04	34	26,7	36
25	1999	14.03	29.03	24.04	42	18,2	43
26	2000	20.03	05.03	19.03	28	4,69	11
27	2001	18.03	03.03	21.03	32	4,93	12
28	2002	12.03	05.04	17.04	37	5,59	19
29	2003	01.03	10.03	31.03	31	8,33	20
30	2004	18.03	10.04	29.04	43	17,9	57
31	2005	01.03	17.03	10.04	41	7,36	26
32	2006	23.02	28.02	26.03	32	5,26	15
33	2007	02.04	10.04	03.05	32	21,5	46
34	2005	11.02	28.02	26.03	44	6,6	24

### Варіант 4

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям на  
р.Південний Буг - с.Тростяничок  $F=17400 \text{ км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{ мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
1	1975	10.03	07.04	16.05	71	55,8	22
2	1976	24.03	14.02	03.04	54	212	76
3	1977	01.02	18.02	22.05	62	1430	19
4	1978	07.02	04.03	30.04	105	277	23
5	1979	18.02	27.02	30.04	72	141	14
6	1980	16.02	27.02	30.04	75	403	33
7	1981	20.02	17.03	30.04	70	126	20
8	1982	01.03	05.04	30.04	61	963	56
9	1983	01.02	13.03	30.04	89	552	71
10	1984	09.03	06.04	17.05	70	137	8,1
11	1985	05.03	30.03	13.05	70	587	42
12	1986	12.02	03.03	08.05	86	545	46
13	1987	05.03	16.03	24.04	51	836	48
14	1988	17.03	27.03	21.04	36	749	30
15	1989	14.03	06.04	24.05	72	1110	73
16	1990	04.03	08.03	24.04	52	649	56
17	1991	19.03	22.04	22.04	35	350	24
18	1992	20.02	25.03	19.04	60	86,3	18
19	1993	16.03	27.03	17.04	33	758	30
20	1994	09.02	25.02	25.03	45	77	11
21	1995	02.03	16.03	27.03	26	88	8,4
22	1996	23.03	05.04	27.04	36	306	26
23	1997	12.02	26.02	23.03	40	461	38
24	1998	02.03	17.03	15.04	45	368	41
25	1999	05.03	22.03	09.05	66	740	70
26	2000	27.03	06.04	06.05	41	945	53
27	2001	09.03	24.03	15.04	38	372	33
28	2002	06.03	06.04	11.04	37	78,3	12
29	2003	08.03	15.04	15.04	39	79,3	11
30	2004	06.03	04.04	27.04	53	207	18
31	2005	19.03	02.04	27.04	40	469	25
32	2006	11.03	30.03	29.04	50	223	16
33	2007	21.03	02.04	26.04	37	473	13
34	2005	15.03	20.03	05.05	52	229	24

### Варіант 5

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям на  
р.Згар - пгт Літін,  $F=692 \text{ км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{ мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
1	1975	14.03	02.04	21.05	69	27,8	52
2	1976	20.02	26.02	26.03	35	61,1	49
3	1977	28.02	18.03	19.04	51	53,2	66
4	1978	18.03	26.03	06.04	20	41,7	26
5	1979	17.03	08.04	19.05	64	79	75
6	1980	05.03	13.03	11.04	38	34,6	61
7	1981	15.03	24.03	14.04	31	31,3	30
8	1982	22.03	31.03	19.04	29	8,65	20
9	1983	22.03	31.03	17.04	27	48,7	58
10	1984	05.03	20.03	25.03	21	0,31	0,7
11	1985	02.03	13.03	24.03	23	9,18	12
12	1986	15.03	08.04	26.04	43	11,8	41
13	1987	12.02	22.02	11.03	28	16,2	31
14	1988	02.03	17.03	10.04	40	14,4	40
15	1989	12.03	24.03	03.05	53	37,7	86
16	1990	27.03	08.04	27.04	32	42,7	52
17	1991	08.03	27.03	13.04	37	15,5	40
18	1992	16.03	26.03	07.04	23	5,46	12
19	1993	08.03	11.03	28.03	21	6,88	12
20	1994	08.03	01.04	25.04	49	17,8	36
21	1995	17.03	03.04	23.04	38	22,6	37
22	1996	18.03	27.03	19.04	33	15	31
23	1997	21.03	30.03	12.04	23	15,8	17
24	1998	14.03	30.03	30.04	48	21,9	52
25	1999	водопілля не виражено					
26	2000	23.02	08.03	24.03	30	5,1	8,9
27	2001	15.03	29.03	17.04	34	6,2	8,5
28	2002	01.03	14.03	25.03	25	3,06	6,9
29	2003	17.03	09.04	29.04	44	15,2	38
30	2004	15.03	25.03	11.04	28	8,19	17
31	2005	водопілля не виражено					
32	2006	03.04	18.04	06.05	34	32	65
33	2007	27.02	30.03	30.03	32	8,18	19

### Варіант 6

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям на  
р.Синюха - с.Синюхин Брід,  $F=16700 \text{ км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{ мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1980	09.02	08.03	14.04	65	1250	55
2	1981	15.03	27.03	23.04	40	108	9,7
3	1982	21.02	20.03	15.04	55	43,6	6,9
4	1983	13.02	27.03	16.04	63	495	24
5	1984	03.02	11.02	14.03	40	75	7,9
6	1985	28.03	31.03	03.04	35	28,9	3,4
7	1986	27.02	03.03	23.04	57	85,6	11
8	1987	11.02	19.02	16.03	34	473	25
9	1988	01.02	04.03	17.04	48	353	34
10	1989	05.03	26.03	04.05	61	92,3	17
11	1990	26.03	01.04	08.05	44	1690	87
12	1991	08.03	21.03	17.04	41	64,4	9,9
13	1992	27.02	06.03	03.04	36	58,7	7,4
14	1993	09.03	27.03	05.04	28	42,8	5,1
15	1994	04.03	06.04	16.04	44	74,9	12
16	1995	19.03	30.03	30.04	43	549	37
17	1996	08.03	10.03	28.04	52	191	26
18	1997	20.03	01.04	26.04	38	150	13
19	1998	02.03	04.03	26.04	56	84,1	14
20	1999	22.02	09.03	25.03	32	45,6	5
21	2000	водопілля не виражено					
22	2001	15.03	17.03	17.04	34	45,8	6,9
23	2002	01.03	25.03	04.04	35	47,1	7,5
24	2003	17.03	22.03	04.05	49	61,3	8,9
25	2004	02.03	07.04	17.04	47	28,2	5,6
26	2005	09.02	13.02	27.03	47	43,6	7
27	2006	20.03	03.04	02.05	44	557	28
28	2007	13.02	06.03	01.04	48	41	5,9

### Варіант 7

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям на  
р.Гнилий Тікіч - пгт Лисянка,  $F=1450 \text{ км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{ мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
1	1975	28.02	07.03	08.05	70	59,3	22
2	1976	13.02	02.03	04.05	81	74,3	31
3	1977	08.03	18.03	21.04	45	114	51
4	1978	15.03	23.03	18.04	35	136	55
5	1979	09.03	01.04	16.04	39	108	42
6	1980	04.03	06.03	01.04	29	153	43
7	1981	15.02	24.03	21.04	38	45,7	17
8	1982	22.02	12.03	22.04	61	4,96	10
9	1983	17.02	25.03	14.04	57	151	38
10	1984	07.02	10.02	07.03	29	10,7	8,6
11	1985	30.01	17.02	29.03	59	2,68	3,9
12	1986	27.02	02.04	06.04	40	17,8	10
13	1987	12.02	18.02	13.03	30	122	44
14	1988	01.03	16.03	03.04	34	42,5	32
15	1989	12.03	24.03	25.04	45	17	25
16	1990	28.03	04.04	22.04	26	430	126
17	1991	12.03	20.03	01.04	21	8,92	7,2
18	1992	27.02	16.03	25.03	27	4,73	5,7
19	1993	08.03	23.03	31.03	24	4,73	4,3
20	1994	11.03	25.03	25.04	46	21,5	19
21	1995	16.03	31.03	20.04	36	164	59
22	1996	11.03	27.03	24.04	45	21,6	24
23	1997	16.03	06.04	26.04	42	75,5	17
24	1998	01.03	21.03	22.04	53	13,3	15
25	1999	26.02	13.03	26.03	29	2,13	2,8
26	2000	14.02	26.02	20.03	35	1,98	3,2
27	2001	13.03	26.03	19.04	38	4,63	6,1
28	2002	01.03	01.04	04.04	35	2,45	4,1
29	2003	18.03	21.03	24.04	38	2,41	4
30	2004	03.03	17.03	04.04	33	2,04	3
31	2005	09.02	20.02	20.03	40	2,12	3,8
32	2006	28.03	03.04	30.04	34	52,2	18
33	2007	03.03	27.03	05.04	34	0,98	1,8

### Варіант 8

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям на  
р.Ятрань - с.Покотилово,  $F=2140 \text{ км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{ мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1975	01.03	07.03	02.05	63	147	27
2	1976	13.02	24.02	26.04	73	35,7	18
3	1977	02.03	20.03	09.04	39	36,7	19
4	1978	15.03	23.03	19.04	36	133	29
5	1979	07.03	02.04	19.05	74	173	57
6	1980	15.02	06.03	06.04	51	241	52
7	1981	13.03	15.02	23.04	42	14,1	9,9
8	1982	09.02	24.03	13.04	65	6,97	11
9	1983	14.02	05.03	14.04	60	99,6	33
10	1984	04.02	25.03	04.03	29	10,8	5,7
11	1985	24.01	27.02	10.02	18	3,94	2,2
12	1986	27.02	07.03	06.04	40	23,2	13
13	1987	12.02	18.02	11.03	28	12,1	6,1
14	1988	01.03	15.03	11.04	42	66	32
15	1989	11.03	23.04	30.04	51	5,85	7,4
16	1990	26.03	04.04	04.05	40	458	97
17	1991	08.03	22.03	07.04	31	11,8	10
18	1992	27.02	06.03	25.03	27	9,63	7,1
19	1993	06.03	08.03	03.04	29	5,4	5,7
20	1994	03.03	07.03	18.04	47	16,6	16
21	1995	16.03	30.03	15.04	31	147	33
22	1996	09.03	18.03	22.04	45	19,7	16
23	1997	20.03	01.04	20.04	32	24,3	12
24	1998	01.03	03.03	27.04	58	16,4	16
25	1999	25.02	07.03	27.03	31	5,72	5,5
26	2000	14.02	23.02	21.03	36	4,3	4,8
27	2001	13.03	22.03	12.04	31	5,72	5,6
28	2002	28.02	01.03	27.03	29	5,14	5,6
29	2003	17.03	27.03	23.04	38	6,64	8,6
30	2004	28.02	01.04	20.04	52	6,17	8,4
31	2005	07.02	27.02	09.03	31	5,14	4,9
32	2006	26.03	02.04	04.05	40	115	27
33	2007	11.02	13.02	29.03	47	4,17	6,6

### Варіант 9

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям на  
р.Інгул-с.Седнівка,  $F=4770$  км<sup>2</sup>

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата во- ди, $Q_m, \text{м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{мм}$
		початку	$Q_m$	кінця			
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1975	04.03	07.03	12.04	40	343	23
2	1976	05.02	11.02	01.03	25	31	4,3
3	1977	01.03	24.03	23.04	54	139	26
4	1978	11.03	21.03	25.04	46	80	14
5	1979	06.03	15.03	18.05	74	633	63
6	1980	09.02	07.03	24.03	44	757	57
7	1981	15.03	24.03	22.04	39	96	11
8	1982	13.03	22.03	15.04	34	5,87	2,3
9	1983	11.02	25.03	11.04	60	61	15
10	1984	05.02	09.02	06.03	30	17,7	3,9
11	1985	17.02	25.02	10.04	53	2,75	2,1
12	1986	27.02	25.03	08.04	42	11	4,5
13	1987	10.02	13.02	14.03	33	155	23
14	1988	01.03	03.03	14.04	45	284	44
15	1989	10.03	16.03	09.05	61	45,8	13
16	1990	26.03	03.04	21.04	27	420	64
17	1991	08.03	10.03	02.04	26	20,9	6,2
18	1992	26.02	28.02	11.04	45	16,8	7,7
19	1993	04.03	13.03	04.04	32	10,2	3,8
20	1994	03.03	07.03	18.04	47	27,6	8,6
21	1995	11.03	21.03	23.04	39	418	52
22	1996	06.03	10.03	18.04	44	126	25
23	1997	21.03	30.03	25.04	36	130	17
24	1998	29.03	03.03		47	74,8	12
25	1999	водопілля не виражено					
26	2000	13.02	23.02	28.03	44	8,22	4,2
27	2001	10.03	09.04	18.04	40	7,17	4,6
28	2002	29.02	22.03	27.03	28	8,64	3,4
29	2003	18.03	25.03	23.04	37	33,2	9,4
30	2004	03.03	30.03	04.04	33	9,67	3,6
31	2005	10.02	20.02	02.03	21	17,3	4,5
32	2006	27.03	02.04	25.04	30	139	24
33	2007	15.02	03.03	20.03	34	14	6,3



### Варіант 10

Багаторічні характеристики рядів спостережень за весняним водопіллям на  
р.Інгул-с.Новогорожене,  $F=6670 \text{ км}^2$

№	Рік	Дата			Тривалість водопілля, діб	Найбільша витрата води, $Q_m, \text{ м}^3/\text{с}$	Сумарний шар стоку $Y, \text{ мм}$	
		початку	$Q_m$	кінця				
1	2	3	4	5	6	7	8	
1	1975	12.02	08.03	25.03	42	575	46	
2	1976	21.03	25.03	21.04	32	98,8	9	
3	1977	13.03	06.04	11.04	30	4	0,4	
4	1978	18.02	26.03	14.04	56	54,5	15	
5	1979	07.02	11.02	02.03	24	12,4	2,8	
6	1980	25.02	02.03	10.04	45	9,8	2,7	
7	1981	27.02	06.03	15.04	49	33,1	5,8	
8	1982	09.02	14.02	16.03	36	164	21	
9	1983	27.02	05.03	15.04	48	275	35	
10	1984	11.03	17.03	10.05	61	71,7	17	
11	1985	25.03	04.04	19.04	26	431	64	
12	1986	08.03	13.03	02.04	26	35,6	5,5	
13	1987	26.02	05.03	15.04	49	25,1	8,5	
14	1988	04.03	12.03	11.04	39	11,1	4,3	
15	1989	03.03	09.03	19.04	48	33,5	7,8	
16	1990	17.03	21.03	25.04	40	431	50	
17	1991	07.03	11.03	20.04	45	152	24	
18	1992	21.03	31.03	26.04	37	118	17	
19	1993	03.03	05.03	26.04	55	71,2	9,5	
20	1994	водопілля не виражено						
21	1995	13.02	25.02	05.04	52	6,32	2,7	
22	1996	09.03	27.03	23.04	46	6,32	3,2	
23	1997	05.03	25.03	01.04	28	7,04	2	
24	1998	18.03	27.03	23.04	37	38,1	4,9	
25	1999	03.03	01.04	05.04	34	2,48	0,8	
26	2000	04.02	22.02	06.03	31	7,8	1,7	
27	2001	26.03	03.04	29.04	35	170	27	
28	2002	15.02	06.03	25.03	39	3,24	1	

**Додаток Б**  
Щоденні рівні води на річках

**Варіант 1**  
Щоденні рівні води на р.Дністер - м. Заліщики, 1998 р.

Число	Щоденні рівні води, см			
	VI	VII	VIII	IX
1	113	7	49	-18
2	208	3	22	-20
3	202	0	14	-11
4	158	-4	54	-13
5	288	-6	62	-12
6	344	-6	24	0
7	250	-8	58	73
8	180	-14	126	142
9	135	-15	79	92
10	101	-11	53	50
11	80	-4	36	36
12	66	8	24	22
13	50	18	17	12
14	48	55	10	8
15	46	46	6	5
16	50	36	6	0
17	55	30	6	-2
18	134	18	10	38
19	122	8	6	87
20	94	3	24	299
21	73	-4	22	396
22	58	-8	14	306
23	47	-5	6	228
24	42	5	16	162
25	38	6	17	130
26	28	39	9	103
27	21	36	2	86
28	18	32	-4	70
29	14	24	-6	56
30	11	8	-10	48
31		44	-13	

## Варіант 2

Щоденні рівні води на р.Дністер - м. Заліщики, 1999 р.

Число	Щоденні рівні води, см			
	VI	VII	VIII	IX
1	10	72	12	44
2	17	50	12	28
3	38	46	36	11
4	38	29	55	8
5	30	16	44	6
6	50	11	35	16
7	36	32	24	22
8	22	47	17	22
9	14	34	12	12
10	11	86	8	12
11	6	197	4	18
12	4	148	-1	74
13	4	276	-3	58
14	25	206	12	36
15	46	122	19	28
16	57	84	20	24
17	64	99	14	14
18	92	121	12	14
19	125	84	10	15
20	141	62	8	15
21	162	56	7	23
22	132	64	14	27
23	112	56	21	57
24	90	36	56	99
25	60	34	116	89
26	40	23	91	75
27	28	15	58	62
28	18	20	38	49
29	119	30	26	35
30	121	30	18	28
31		22	28	

### Варіант 3

Щоденні рівні води на р.Дністер - м. Заліщики, 2000 р.

Число	Щоденні рівні води, см			
	VI	VII	VIII	IX
1	205	231	40	1
2	158	261	32	12
3	116	190	24	154
4	94	147	18	117
5	77	125	18	96
6	62	96	17	100
7	57	77	16	68
8	60	90	16	72
9	59	152	14	91
10	53	140	10	180
11	60	116	12	150
12	50	114	10	117
13	51	119	8	114
14	47	95	4	161
15	48	77	3	138
16	48	68	4	108
17	54	60	2	72
18	54	52	-1	64
19	74	46	-4	56
20	193	48	0	50
21	148	143	5	41
22	94	179	8	44
23	67	208	6	48
24	54	270	7	38
25	44	225	1	35
26	38	178	-3	38
27	32	126	-4	40
28	32	100	-4	38
29	38	73	1	42
30	76	59	2	154
31		47	-1	

### Варіант 4

Щоденні рівні води на р.Дністер-м.Заліщики,2001р.

Число	Щоденні рівні води, см			
	VI	VII	VIII	IX
1	44	25	305	31
2	34	14	221	28
3	30	12	174	33
4	22	10	139	119
5	16	10	110	102
6	12	10	99	70
7	12	26	80	50
8	26	34	62	38
9	43	17	47	29
10	52	18	38	20
11	70	127	34	16
12	61	216	32	13
13	70	124	48	11
14	44	74	96	20
15	30	48	75	16
16	22	44	45	11
17	17	49	30	10
18	16	56	24	13
19	22	40	19	22
20	25	33	39	24
21	30	27	42	14
22	48	18	28	11
23	48	19	18	10
24	41	12	10	10
25	51	10	10	10
26	131	8	8	18
27	112	11	10	29
28	78	14	12	24
29	52	30	17	30
30	38	268	30	17
31		360	34	

### Варіант 5

Щоденні рівні води на р.Дністер-м.Заліщики,2002 р.

Число	Щоденні рівні води, см			
	VI	VII	VIII	IX
1	334	350	338	280
2	316	360	326	284
3	314	391	313	284
4	306	365	310	280
5	294	346	326	281
6	293	338	324	286
7	289	390	310	286
8	286	377	300	280
9	292	362	295	275
10	295	368	291	278
11	292	358	292	272
12	290	617	294	277
13	294	644	296	280
14	288	516	288	278
15	300	448	282	274
16	378	421	280	273
17	396	397	290	273
18	355	386	294	271
19	334	365	306	269
20	320	344	301	268
21	310	326	293	268
22	306	318	288	268
23	316	313	287	268
24	336	309	341	268
25	348	308	348	270
26	374	302	325	266
27	378	300	308	269
28	348	300	296	292
29	342	302	293	284
30	359	330	286	275
31		369	282	

## 4 ВИЗНАЧЕННЯ ЧАСУ РУСЛОВОГО ДОБІГАННЯ ВОДИ

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.

*Відповідні рівні або витрати води* – це однорідні за фазою стоку витрати і рівні води (максимумами, мінімумами, 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*.

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

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

### 4.1 Теоретичні основи прогнозів з використанням закономірностей руху річкового потоку

Описати рух паводкової хвилі в руслі (несталий рух) можна за допомогою системи рівнянь Сен-Венана [1]:

- 1) *Рівняння нерозривності, для річкових потоків виражає закон збереження речовини.*

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \ell} = 0 . \quad (4.1)$$

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

У випадку, якщо на ділянці є бічний приплив  $q$ , рівняння (4.1) має вигляд

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \ell} = q . \quad (4.2)$$

Це рівняння є **рівнянням балансу для припливної ділянки річки.** Рівняння вигляду (4.1) і (4.2) вперше одержані Сен-Венаном.

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

Рівняння Бусинеска матиме вигляд

$$i - \frac{dh}{d\ell} = \frac{V^2}{C^2 R} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{V}{g} \frac{\partial V}{\partial \ell} . \quad (4.3)$$

Розв'язання рівнянь (4.2) і (4.3) дозволяє розрахувати рух і трансформацію паводкової хвилі на безприпливних і припливних ділянках річок.

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

Рівняння (4.3) 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

$$i = \frac{V^2}{C^2 R} . \quad (4.4)$$

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

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \ell} = q; \end{array} \right. \quad (4.5)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} Q = \omega C_v \sqrt{Ri} \quad \text{ààà} \quad Q = f(H, i) \end{array} \right. \quad (4.6)$$



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 (4.6)

$$\omega = f(Q, \ell). \quad (4.7)$$

Продиференціювавши по  $\partial t$ , отримаємо

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial \omega}{\partial Q} \frac{\partial Q}{\partial t}. \quad (5.8)$$

Підставимо (4.8) в (4.5), тоді одержимо

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \ell} = q. \quad (4.9)$$

Рівняння (4.9) є лінійним рівнянням першого порядку і розв'язується методом характеристик. Тоді

$$\frac{\partial t}{\left(\frac{\partial \omega}{\partial Q}\right)} = \frac{d\ell}{1} = \frac{dQ}{q}. \quad (4.10)$$

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  $d\ell$ :

$$\int_{1^{(e)}}^{1^{(H)}} dQ = \int_0^{\ell} qd\ell; \quad (4.11)$$

Відносно нижнього створу маємо

$$Q_H = Q_e + \int_0^{\ell} qd\ell. \quad (4.12)$$

Рівняння (4.12) – **перше рівняння**: теоретична основа методу відповідних витрат (рівнів) води.

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

$$\frac{d\ell}{dt} = \frac{dQ}{d\omega}, \quad (4.13)$$

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

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

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

$$V_Q = \frac{dQ}{d\omega}. \quad (4.14)$$

Інтегруючи його по довжині ділянки, одержимо

$$V_Q = \int_0^{\ell} \frac{dQ}{d\omega} d\ell. \quad (4.15)$$

Час добігання  $\tau$  витрати  $Q$  на ділянці  $\ell$  дорівнює:

$$\tau = \int_0^{\ell} \frac{d\omega}{dQ} d\ell. \quad (4.16)$$

Рівняння (4.16) - **друге рівняння**, яке є теоретичною основою методу відповідних витрат (рівнів) води.

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

- при невеликому бічному припливі (величина  $Q_{\text{б}} \leq 20$  % транзитної витрати, а форма та графік коливань рівнів води у верхньому і нижньому створах зберігається);

- при значному боковому припливі ( $Q_{\text{б}} > 20$  %), але невеликому розпластуванні паводкової хвилі.

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.4.1) носить назву графіка відповідних рівнів води.

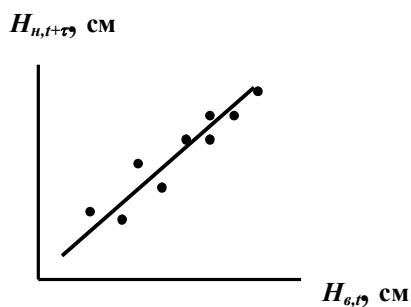


Рис.4.1 - Графік відповідних рівнів води

Час добігання ( $\tau$ ) 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 замільчого створу;
- 2) час переміщення об'єму води на заданій ділянці річки

$$\tau = \frac{\Delta W}{\Delta Q}; \quad (4.17)$$

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

Для безприпливної ділянки річки

$$\tau = f(H, i, \ell, B, n, \xi, \dots), \quad (4.18)$$

де  $H$  – рівень води, см;

$i$  – ухил води, ‰;

$\ell$  - довжина ділянки, м;

$B$  – ширина русла, м;

$n$  – шорсткість;

$\xi$  - звивистість.

Для конкретної ділянки річки

$$\tau = f(H, i). \quad (4.19)$$

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

Графік, який показує залежність часу добігання  $\tau$  від чинників, які його визначають, називають графіком часу добігання.

Ухил  $i$  при цьому враховується серією графіків для підйому, спаду і межні. Теоретично зв'язок  $H_в$  і  $\tau$  зворотний і має вигляд, наведений на рис.4.2.

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  $\tau$  і рівнем  $H$ .

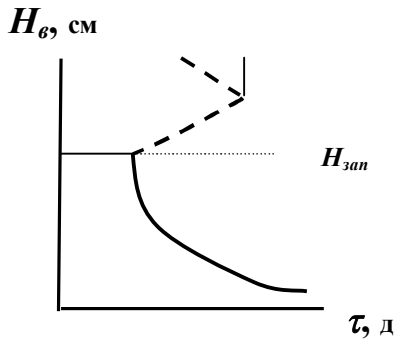


Рис.4.2- Графік часу добігання

### 4.3 Визначення часу добігання

1. **Визначення часу добігання за характерними точками гідрографа** відбувається шляхом визначення за сумісними графіками ходу рівнів чи витрат води двох створів слабоприпливної ділянки річки (характерних точок максимумів чи мінімумів). Зсув дат настання характерних точок на двох постах визначається часом руслового добігання води. Для встановлення часу добігання  $\tau$  будуються залежності  $\tau = f(H_{\hat{a}})$  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  $\tau$  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  $Q_{\hat{a}} = f(H_{\hat{a}})$  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  $H_n = f(H_{\hat{a}})$ ;

г) використовуючи отриманий графік, в залежності від заданого  $\dot{I}_a$  знаходять  $\dot{I}_i$  та за таблицею добових рівнів води визначають дати їх настання. Різниця цих дат і є час добігання  $\tau$ .

д) будують графік  $\tau = f(H_e)$ .

5. **Визначення часу добігання за кривою об'ємів  $W = f(Q)$** , де  $\tau$  визначається як тангенс кута нахилу цієї кривої. У випадку нелінійності кривої  $W = f(Q)$  виділяються прямолінійні ділянки, для яких визначаються  $\tau$  за рівнянням (4.17).

### Приклад

#### Визначення часу добігання для р. Дністер на ділянці м.Галич – м. Могильов-Подільський

**Завдання:** визначити час добігання води на р.Дністер на ділянці м.Галич –м.Могильов-Подільський.

**Вихідні дані:** щоденні рівні води у верхньому (м.Галич) та нижньому (м.Могильов-Подільський) створах річки Дністер.

#### Порядок виконання завдання:

1. Будуємо суміщений графік ходу рівнів води у верхньому і нижньому створах майже безприточної ділянки річки (рис.4.1).

2. На графіку відзначимо характерні точки – максимуми, мінімуми, точки перегину і тривалості стояння приблизно однакового рівня води (ці точки позначені цифрами: для м.Галич - 1, 2, 3..., для м. Могильов- Подільський - 1', 2', 3',...).

3. По виділених точках знаходимо час добігання води як різницю дат настання відповідних рівнів води у нижньому і верхньому створах ділянки. Результати заносимо у табл.4.1.

4. На графіку відзначимо характерні точки – максимуми, мінімуми, точки перегину і тривалості стояння приблизно однакового рівня води (ці точки позначені цифрами: для м.Галич - 1, 2, 3..., для м. Могильов- Подільський - 1', 2', 3',...).

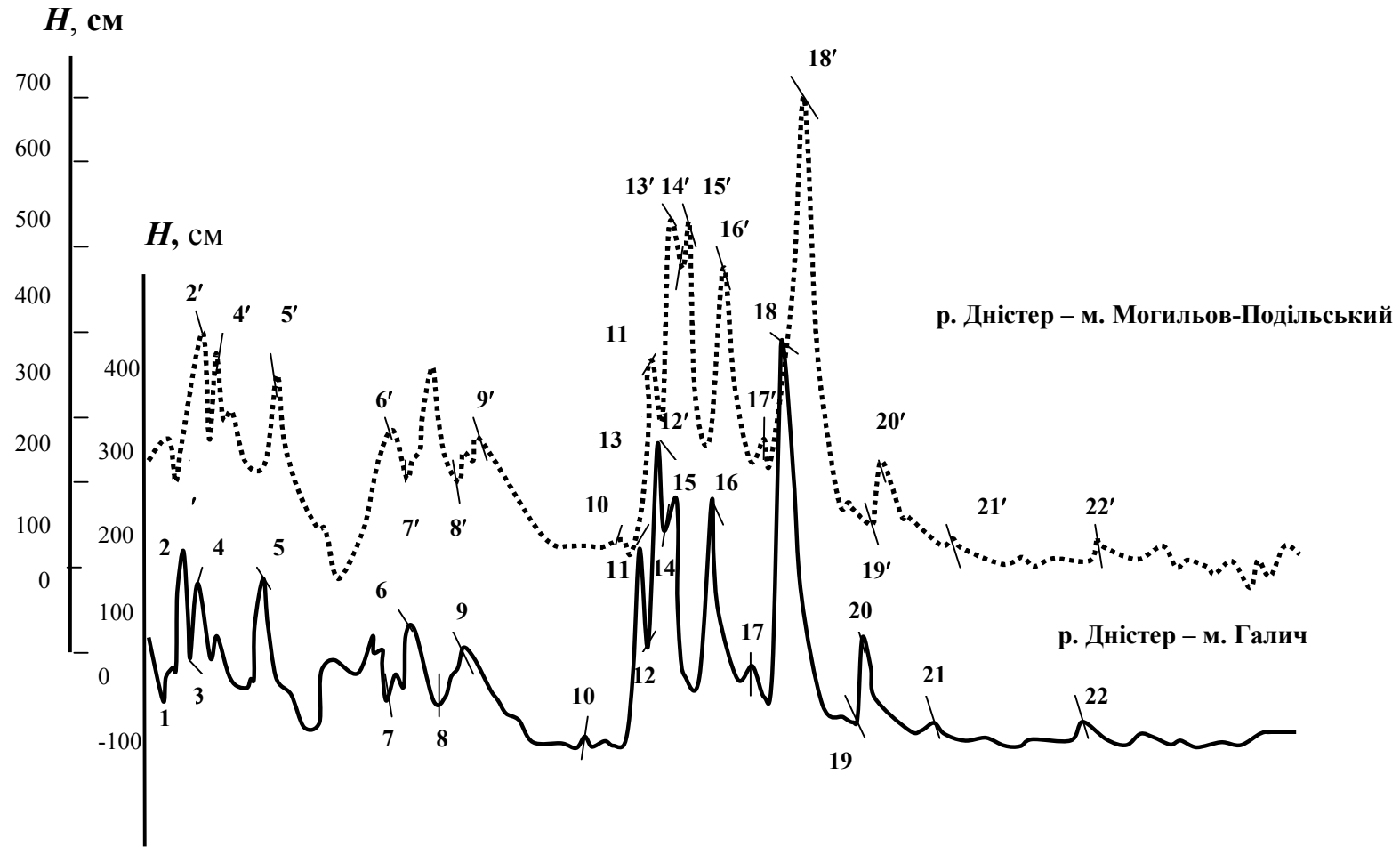


Рисунок 4.3 – Суміщений графік коливань рівнів води р.Дністер біля м.Галич та м.Могильов-Подільський, 1948 р.

Таблиця 4.1 – Відповідні рівні води і час добігання води на ділянці р. Дністер (м.Галич – м.Могильов-Подільський)

№ п/п	Рік	Верхній пост		Нижній пост		Час добігання, д	Фаза рівня води на верхньому посту
		дата	рівень води, см	дата	рівень води, см		
1	2005	4/I	2	8/I	218	4	спад
...	...	...	...	...	...	...	...
3		13/I	48	16/I	274	3	спад
4		15/I	158		372		пік
5		3/II	150	6/II	352	3	пік
7		16/III	2	20/III	216	4	спад
8		1/IV	-4	5/IV	212	4	спад
9		8/IV	169	11/IV	282	3	пік
10		16/V	-35	20/V	150	4	спад
...	...	...	...	...	...	...	...
15		13/VI	269	15/VI	542	2	пік
16		25/VI	250	27/VI	508	2	пік
17		9/VII	50	11/VI I	286	2	спад
18		18/VI	450	20/VI	703	2	пік
19		11/VII I	-34	14/VI II	166		спад
20		13/VII I	80	17/VI II	251		спад
21		4/IX	-25	9/IX	155	5	спад
22		27-30/IX	-56	2-6/IX	120	5	спад
23		23/X	-20	27/X	154	4	спад
24		11/XI	-36	16/XI	144	5	спад

5. По виділених точках знаходимо час добігання води як різницю дат настання відповідних рівнів води у нижньому і верхньому створах ділянки. Результати заносимо у табл.4.1.

Час добігання визначаємо по тих характерних точках, у яких найкраща відповідність в ході рівнів в обох створах. Не рекомендується, наприклад, визначати час добігання в інтервалі точок 4-5, 5-6, 18-19, 20-21-23, де легко допустити помилку при виборі дат відповідних рівнів води. За даними табл. 4.1 будується графік залежності часу добігання води від рівня води верхнього поста (м. Галич), рис.4.4 (чорні точки).

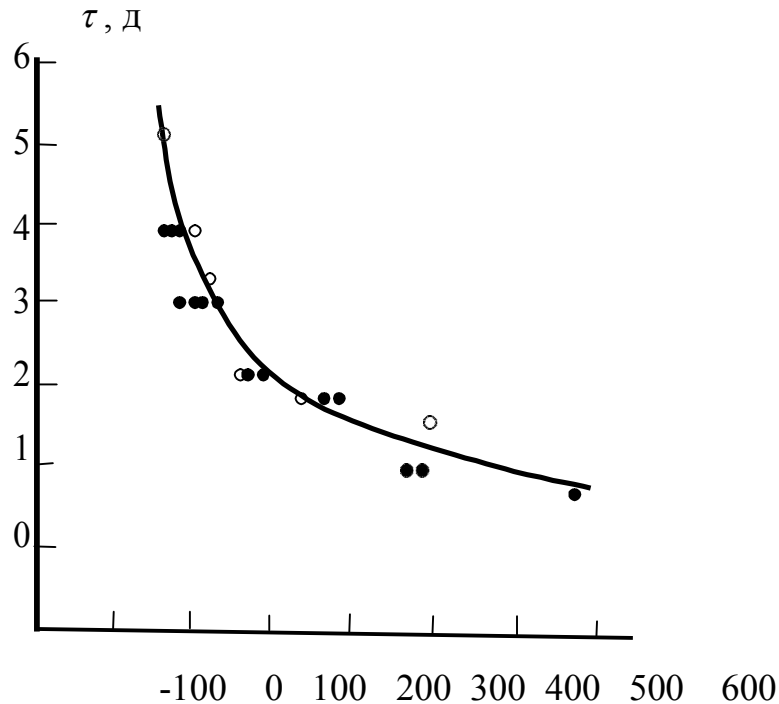


Рисунок 4.4 – Залежність часу добігання води (на ділянці р. Дністер від м. Галича до м. Могильов-Подвльський) від рівня води р. Дністер біля м. Галич ( $H_G$ )

### Контрольні запитання

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?



#### Перелік джерел посилання до розділу 4

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. Ленинград : Гидрометеоздат, 1974. 419 с.
2. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П., Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Ленинград : Гидрометеоздат, 1983. 390 с.
3. Лобода Н.С. Конспект лекцій «Гідрологічні прогнози». Одеса : Видавництво «ТЭС», 2009. 172 с
4. Наставление по службе прогнозов.Разд. 3. Ч. 1. Ленинград : Гидрометеоздат, 1962. 194 с.
5. Руководство по гидрологическим прогнозам. Ленинград : Гидрометеоздат, 1989. Вып. 1. 357 с.
6. Руководство по гидрологическим прогнозам. Ленинград : Гидрометеоздат, 1989. Вып. 2. 246 с.
7. Електронна бібліотека ОДЕКУ [www.library-odeku.16mb.com](http://www.library-odeku.16mb.com).

## 5 РОЗРАХУНКИ РУСЛОВИХ ЗАПАСІВ ВОДИ У РІЧКОВІЙ МЕРЕЖІ. ПОБУДОВА КРИВОЇ РУСЛОВИХ ЗАПАСІВ ВОДИ НА ДІЛЯНЦІ РІЧКИ

Річкова мережа – це сукупність річок, які зливаються разом та виносять свої води з будь-якої території єдиним потоком. Запас води в річковій системі – це об’єм води, який на даний момент часу знаходиться в русловій системі. Об’єм води в русловій системі  $W$  включає до себе запаси води (за Р.О.Нежиховським [1])

$$W = W_{кр} + W_{сер} + W_m, \quad (5.1)$$

де  $W_{кр}$ ,  $W_{сер}$ ,  $W_m$  - об’єм води у крупній, середній та мілкій і найбільш мілкій русловій мережі.

Однак, на практиці кількість води в річковій мережі на момент часу  $t$  визначається як сума об’ємів води на окремих її ділянках [2,3]:

$$W_t = W_{1,t} + W_{2,t} + \dots + W_{n,t} \quad (5.2)$$

де  $W_t$  - запас води в русловій мережі у момент часу  $t$ , м<sup>3</sup>;

$W_{i,t}$  – запас води на  $i$ -й ділянці розглядуваної річкової системи у момент часу  $t$ , м<sup>3</sup>;

$n$  – кількість ділянок.

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.

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.

Вибір способу розрахунку визначається вихідними даними. Основні складності визначення запасів води в річковій мережі виникають через відсутність гідрометричних даних про режим малих та середніх річок. Це пов’язано з численністю малих річок.

## 5.1 Розрахунок руслових запасів води за гідрометричними даними

Визначення руслових запасів на ділянках річок за наявністю гідрометричних даних можна виконувати трьома способами.

1. Рівняння водного балансу води для ділянки річки

$$\Delta W = [Q_H - (Q_B + Q_{PP})] \Delta t, \quad (5.3)$$

де  $\Delta W$  - зміна руслових запасів води на ділянці за інтервал часу  $\Delta t$ ;

$Q_H$ ,  $Q_B$ ,  $Q_{PP}$  - відповідно витрати води у нижньому і верхньому створах та боковий приплив.

Підсумовуючи  $\Delta W$  за ряд послідовних інтервалів часу  $\Delta t$ , дістаємо об'єм руслових запасів води  $W$  понад початковий об'єм. Потім будується графік залежності (крива руслових запасів)

$$W = f(Q_{cp}), \quad (5.4)$$

де  $Q_{cp}$  - середня витрата води на ділянці за інтервал часу  $\Delta t$ .

Розрахунок середньої витрати води на ділянці ведеться в залежності від характеру ділянки, розміщення гідрометричних створів, конфігурації басейну, типу та величини бокового припливу. На безприпливній ділянці за наявністю на її кінцях гідрометричних створів середня витрата визначається

$$Q_{cp} = \frac{Q_B + Q_H}{2}, \quad (5.5)$$

за наявністю тільки одного створу

$$Q_{cp} = k \cdot Q_j, \quad (5.6)$$

де  $k$  - часто дорівнює 0.5.

У ряді випадків середня витрата може визначатись як середньозважена:

$$Q_{cp} = k \cdot Q_B + (1 - k) \cdot Q_j \quad (5.7)$$

Коефіцієнт зважування  $k$  для ділянок з різною приточністю визначається з урахуванням довжини  $Li$  і площі  $Fi$  верхніх підділянок до довжини та площі всієї ділянки, відповідно.

В практичних розрахунках середня витрата води  $Q_{cp}$  на приточній ділянці визначається як

$$Q_{cp} = \frac{Q_{\beta} + Q_{\eta} + Q_{\delta}}{2}. \quad (5.8)$$

Для побудови узагальненої кривої руслових запасів води для ділянки річки відбираються ряд паводків з інтенсивними підйомами та спадами при різних максимальних витратах води. Для кожного паводка за рівнянням водного балансу (5.3) підраховується зміна руслових запасів води  $\Delta W$ . Криві об'ємів для кожного паводка зводять до єдиної узагальненої кривої. Для одержання **типової кривої** по серії кривих об'ємів: 1) суміщають криві на один графік; 2) фіксується деяке значення; 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).

2. За приблизною залежністю

$$W = \bar{\tau} \cdot Q_{cp}, \quad (5.9)$$

де  $\tau$  - середній час руслового добігання на розглядуваній ділянці русла;

$Q_{cp}$  - середня витрата на ділянці.

Якщо ділянка обмежена одним створом, то об'єм води визначається за виразом

$$W_t = \frac{Q_{H,t}}{2} \bar{\tau} \quad (5.10)$$

На припливній ділянці

$$W_t = \frac{Q_H + \sum_1^m Q_{np}}{2} \bar{\tau} \quad (5.11)$$

Тут час добігання визначається як середнє арифметичне із величини часу добігання від верхніх створів до нижнього

$$\tau = \frac{\sum_{i=1}^{i=m} \tau_i}{m} \quad (5.12)$$

або як середнє зважене;

$m$  - число верхніх (вхідних) створів.

З витратами води в замикаючому створі під час спаду повені (наводка), коли нема значного припливу з поверхні басейну та йде вичерпання руслових запасів вода.

Для цих випадків справедливе співвідношення

$$(W_t - W_{\bar{a}}) / 86400 = \sum_t^{t_{\bar{n}i}} (Q_t - Q_{\bar{a}}), \quad (5.13)$$

де  $W_t$  - об'єм руслових запасів у всій русловій мережі в  $t$ -у добу, підраховуючи від початку спаду;

$t_{cn}$  - тривалість спаду, доба;

$Q_t$  - середня витрата води  $t$ -у добу;

$Q_{\bar{a}}$  - середньодобова витрата води ґрунтового живлення за час;

$W_{\bar{a}}$  - об'єм води в руслі за рахунок ґрунтового живлення

$$W_{\bar{a}} = Q_{\bar{a}}(t_{\bar{n}i} - t) \quad (5.14)$$

## 5.2 Розрахунок руслових запасів за морфометричними даними

При наявності гідрометричній мережі об'єм води на ділянці можна визначити за формулою:

$$W_i = \frac{\omega_H + \omega_B}{2} L = \bar{\omega} L, \quad (5.15)$$

де  $\omega_H, \omega_B$  - площа живого перерізу відповідно у нижньому та верхньому створах;

$L$  - довжина ділянки.

Площа водного перерізу на кожній ділянці визначається по графіку зв'язку її з рівнем води  $\bar{\omega}_i = f(\bar{H}_i)$ . Далі будують криву об'ємів  $W_{i,t} = f(\bar{H}_{i,t})$  де  $\bar{H}_{i,t}$  - середній рівень води на ділянці у момент часу  $t$ .

При відсутності спостережень морфометричні характеристики визначаються на основі моделей річкової мережі. Запропонована низка приблизно рівноцінних моделей річкової мережі (див.[3], с.62-66, впр.3.1-3.3). Тут ми зупинимось на моделі Н.О.Ржаницина. В основі цієї моделі [6] лежить розподіл річкової мережі на яруси чи порядки притокності. Вважається, що річки одного порядку в однорідних природних умовах мають близькі, вза-ємно пов'язані гідравлічні, гідрографічні та морфометричні характеристики.

### Приклад

#### Побудова залежності руслових запасів від витрати води на основі рівняння водного балансу

**Вихідні дані:** витрати води р.Десна біля м.Розльоти та м.Чернігів, р.Сейм біля с.Мутин (за даними гідрологічних щорічників, т.2, вип.4-5).

**Завдання:** побудувати криву руслових запасів води для р.Десна на ділянці м.Розльоти – м. Чернігів. Визначити час добігання, побудувати криву часу руслового добігання на ділянці р.Десна.

**Розв'язок:** 1) На ділянці р.Десна від м.Розльоти до м.Чернігів впадає притока р.Сім та р.Снов. Стік р.Снов складає лише 5 % від загального стоку р.Десна та р.Сейм. руслові запаси води визначаємо за методом водного балансу за рівнянням

$$\Delta W = [Q_C - (Q_P + Q_M)]\Delta t, \quad (5.16)$$

де  $Q_C$ ,  $Q_P$ ,  $Q_M$  - витрати води біля м.Чернігів, м.Розльоти, с.Мутин, відповідно.

2) Необхідно для побудови кривої руслових запасів розрахунки надані у табл.5.1 (приклад для 2007 р.). Приймаючи  $\Delta t = 1$  доби, визначимо зміну руслових запасів за добу  $\Delta W$  (графа 6, табл.5.1) та об'єм води на ділянці, розрахований як сума  $\Delta W$  від кінця спаду до піку повені -  $\Delta W / 86400$ , (графа 7).

Таблиця 5.1 – Розрахунок запасів води в русловій мережі р.Десна на ділянці с.Розльоти – м.Чернігів

Рік	Дата	Витрата води, м <sup>3</sup> /с			Русловий запас		Середня витрата на ділянці, $\bar{Q}$ , м <sup>3</sup> /с
		Десна-м.Чернігів (н)	Десна-с.Розльоти (в)	Сейм – с.Мутин (б)	$\Delta W / 86400$	$\Sigma(\Delta W / 86400)$	
1971	16/IV	1720	713	538	459	17828	1486
	17/IV	1710	699	526	485	17359	1466
	18/IV	1680	675	478	5247	16874	1417
	19/IV	1590	662	454	474	16347	1353
	20/IV	1530	640	430	460	15872	1300
	21/IV	1460	625	414	421	15412	1249
	22/IV	1420	604	398	418	14992	1211
	23/IV	1380	591	366	423	14574	1168
	24/IV	1340	567	350	423	14151	1128
	25/IV	1320	546	334	440	13728	1100
	26/IV	1280	532	318	430	13288	1065
	27/IV	1250	510	293	447	12858	1026
	28/IV	1230	499	279	452	12411	1004
	29/IV	1210	491	262	457	11959	982
	30/IV	1180	476	237	467	11502	946
	1/V	1150	766	225	459	11035	920
	2/V	1120	452	216	452	10576	894
	3/V	1100	436	209	456	10124	872
	4/V	1080	410	200	470	9668	845
	5/V	1060	416	191	453	9198	834

Продовження табл.5.1

Рік	Дата	Витрата води, м <sup>3</sup> /с			Русловий запас		Середня витрата на ділянці, $\bar{Q}$ , м <sup>3</sup> /с
		Десна-м.Чернігів (н)	Десна-с.Розльоти (в)	Сейм – с.Мутин (б)	$\Delta W / 86400$	$\Sigma \Delta W / 86400$	
1971	6/V	1030	407	185	438	8745	811
	7/V	1000	396	176	426	8307	786
	8/V	980	384	165	431	7879	764
	9/V	954	376	156	422	7447	743
	10/V	933	365	147	421	7026	722
	11/V	909	354	139	416	6605	701
	12/V	884	344	130	410	6189	679
	13/V	853	333	121	399	5779	654
	14/V	818	323	116	379	5380	628
	15/V	781	313	109	359	5001	602
	16/V	748	304	103	341	4542	578
	17/V	719	285	97,4	327	4301	556
	18/V	683	284	93,2	306	3974	530
	19/V	652	275	87,8	289	3668	507
	20/V	618	266	84,2	268	3379	484
	21/V	590	257	80,0	253	3111	464
	22/V	562	247	75,0	240	2858	442
	23/V	536	238	71,5	227	2618	423
	24/V	505	230	69,0	206	2392	402
	25/V	477	220	66,1	191	2186	382



Продовження табл.5.1

Рік	Дата	Витрата води, м <sup>3</sup> /с			Русловий запас		Середня витрата на ділянці, $Q$ , м <sup>3</sup> /с
		Десна-м.Чернігів (н)	Десна-с.Розльоти (в)	Сейм – с.Мутин (б)	$\Delta W / 86400$	$\Sigma \Delta W / 86400$	
1971	26/V	456	210	64,3	182	1995	365
	27/V	439	204	63,4	172	1813	353
	28/V	420	192	59,8	168	1642	336
	29/V	402	185	56,7	160	1473	322
	30/V	385	176	53,5	156	1313	307
	31/V	367	168	51,8	147	1158	293
	1 /VI	349	164	50,5	135	1010	282
	2/VI	332	160	48,8	123	876	270
	3/VI	317	158	48,4	111	753	262
	4/VI	302	155	49,2	97,8	642	253
	5/VI	291	152	49,6	89,4	544	246
	6 /VI	284	149	49,6	85,4	455	241
	7/VI	274	146	49,6	78,4	369	235
	8/VI	269	145	49,2	74,6	291	232
	9/VI	263	142	48,4	72,6	216	229
	10/VI	257	138	47,5	71,4	149	221
	11/VI	252	133	45,8	72,2	72,2	216

Обчислюємо середню витрату води на ділянці (графа 8)

$$Q = 0,5(Q_x + Q_D + Q_i) \quad (5.17)$$

3) За даними табл.5.1 (графи 7 і 8) будемо криву  $W = f(Q_{cp})$ , показану на рис.5.1. Час руслового добігання за рівнянням (5.9) дорівнює, то  $\tau = \Delta W / \Delta Q$ , тобто є тангенсом кута нахилу дотичної до кривої  $W = f(Q_{cp})$  для даної витрати води  $Q$ . Тому розбиваємо криву  $W = f(Q_{cp})$  на відрізки, близькі до прямих (див.рис.5.1) та у кожному інтервалі витрати води  $Q$  визначаємо  $\tau$  як відношення  $\Delta W / \Delta Q$  (табл.5.2). Обчислюємо середні витрати води по відрізках  $Q_{cp}$  та будемо криву  $\tau = f(Q_{cp})$  (рис.5.2).

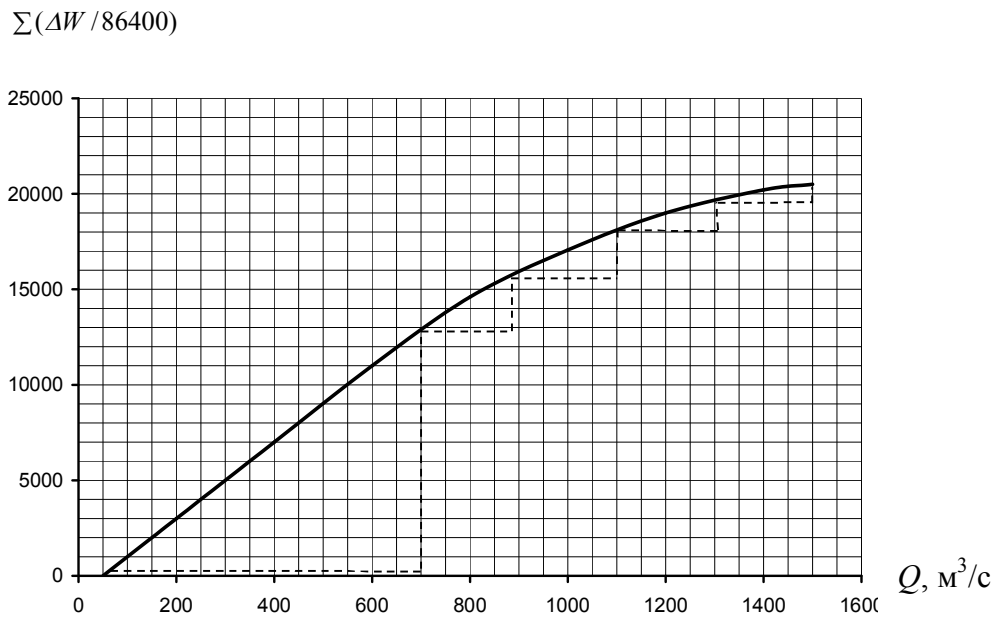


Рисунок 5.1 – Розрахункова крива запасів води в руслі р.Десна на ділянці с.Розльоти-м.Чернігів та визначення часу руслового добігання води

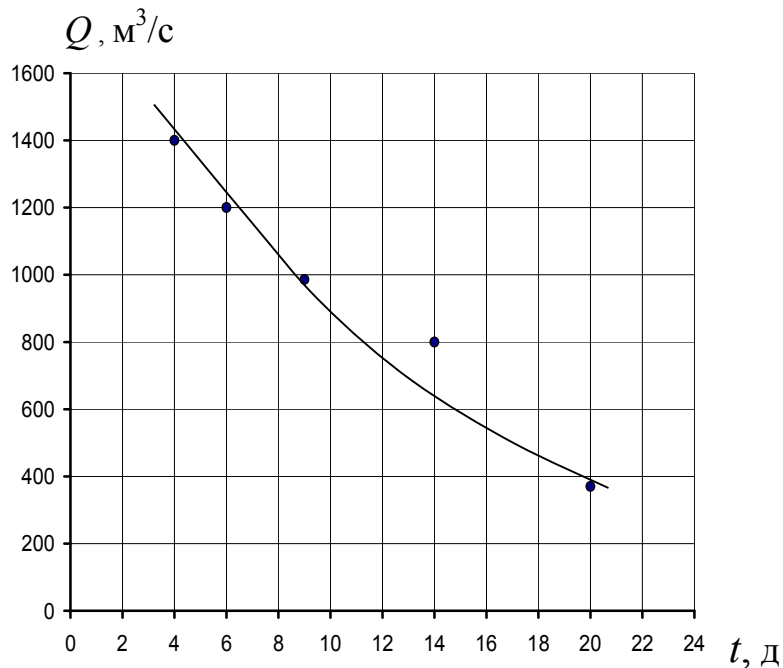


Рисунок 5.2 – Крива часу руслового добігання води р. Десна на ділянці с.Розльоти – м. Чернів

### Контрольні запитання

1. Чому дорівнюють запаси води в річковій мережі?
2. Дати огляд методів визначення руслових запасів на ділянці річки:
  - а) за морфометричними даними;
  - б) за гідрометричними даними;
  - в) за методом р.а.нежиховського.
3. Вказати необхідну вихідну інформацію для розрахунку руслових запасів по вище переліченим методам.
4. Залежність яких величин є крива руслових запасів на ділянці річки?
5. Як побудувати типову криву руслових запасів води на ділянці річки?
6. Для чого використовують типову криву руслових запасів води?

## Перелік джерел посилання до розділу 5

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 419 с.
2. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П., Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. 390 с.
3. Лобода Н.С. Конспект лекцій «Гідрологічні прогнози». Одеса : Видавництво «ТЭС», 2009. 172 с.
4. Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети . Ленинград : Гидрометеиздат, 1960. 273 с.
5. Горбунов Ю.В. Подсчет запаса воды в речной сети на основе морфологических закономерностей ее строения и практическое приложение метода к прогнозам стока. Труды IV Всесоюзн. гидрол. съезда. Ленинград, 1976. Т.7. С.239-247.
6. Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Ленинград : Гидрометеиздат, 1971. 476 с.
7. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3. Ч. 1. Ленинград : Гидрометеиздат, 1962. 194 с.
8. Руководство по гидрологическим прогнозам. Ленинград : Гидрометеиздат, 1989. Вып. 1. 357 с.
9. Руководство по гидрологическим прогнозам. Ленинград : Гидрометеиздат, 1989. Вып. 2. 246 с.
10. Електронна бібліотека ОДЕКУ [www.library-odeku.16mb.com](http://www.library-odeku.16mb.com).

## 6 РОЗРАХУНОК ОРДИНАТ ФУНКЦІЇ ТРАНСФОРМАЦІЇ ПАВОДКІВ ЗА ФОРМУЛОЮ Г.П.КАЛИНІНА-М.Ф.МИЛЮКОВА

В лінійних моделях трансформація паводка на безприточній ділянці річки розглядається як результат дії каскаду водосховищ. Якщо річку поділити на ділянки довжиною  $\tau$ , які далі назвемо характерними, то розрахунок трансформації паводка зводиться до розрахунку переміщення його через низку цих ділянок.

1. Розглядається безприпливна ділянка русла (рис.6.1), на якій залежність між витратою  $Q$  і рівнем води  $H$  неоднозначна, тобто

$$Q = f(H, i), \quad (6.1)$$

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

$$W = k \cdot Q_H. \quad (6.2)$$

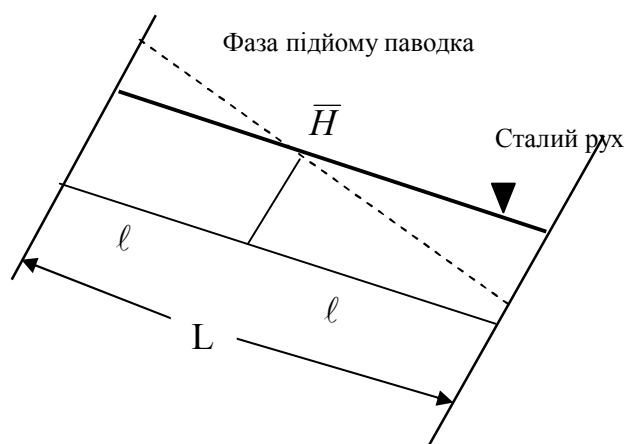


Рисунок 6.1 – Формування паводка на ділянці річки

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.6.1).

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

$$Q_n = \frac{\Delta t}{(n-1)! \tau} \left( \frac{t}{\tau} \right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} \cdot Q_0, \quad (6.3)$$

де  $n$  - кількість характерних ділянок;

$\tau$  - час руслового добігання в межах однієї 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

$$Q_t = \int_0^t Q_0 \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!} \left( \frac{t}{\tau} \right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} dt = \int_0^t Q_B \cdot r(\tau) dt. \quad (6.4)$$

Рівняння (6.4) є генетична формула стоку. При цьому трансформаційна функція дорівнює

$$r(\tau) = \frac{\Delta t}{(n-1)! \tau} \left( \frac{t}{\tau} \right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{\tau}} \quad ., \quad (6.5)$$

де  $\tau$  - час добігання на характерній ділянці;

$n$  - число характерних ділянок;

$\Delta t$  - розрахунковий інтервал часу (взгалі  $\Delta t = 1$ );

$t$ -момент часу ( $t=1, 2, \dots, m$ ).

Якщо  $n$  дробове значення факторіал  $(n-1)!$  Замінюють на гамма-функцію  $\Gamma(n)$ . Функція впливу  $r(\tau)$  показує послідовність добігання до нижнього створу часток витрати води, яка пройшла через верхній створ за час  $\Delta t$ . Важливою властивістю кривої добігання  $r(\tau)$  є те, що площа фігури під нею (сума ординат кривої) дорівнює одиниці. Ця властивість є умовою зберігання об'ємів води на ділянці. Характерно також, що крива добігання має максимум і при зростанні часу наближається до нуля. Слід відзначити, що при розрахунках  $r(\tau)$  за формулою (6.6) сума ординат кривої добігання може не досягати одиниці для обмеженого числа ординат. У «Руководстве по гидрологическим прогнозам», вип.2 [7], запропонован прийом, який дозволяє здобути  $\sum r_i(\tau) = 1$ . Кожну обчислену за формулою (6.5) ординату кривої добігання ділять на суму усіх ординат. Приклад таких розрахунків для  $n=1$  і  $\tau = 1$  наведен у табл. 6.1.

Таблиця 6.1 – Ординати кривої добігання при  $n=1$  і  $\tau = 1$

Спосіб здобуття ординати	Номер ординати						Сума
	1	2	3	...	7	8	
За формулою (7.5)	0,368	0,137	0,051	...	0,001	0,00	0,586
Від розподілення на суму ординат	0,628	0,234	0,087	...	0,002	0,00	1,00

### Контрольні запитання

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?

## Перелік джерел посилання до розділу 6

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеоздат. – 1974. – 420 с.
2. Георгиевский Ю.М. Краткосрочные гидрологические прогнозы. – Ленинградский гидрометеорологический институт. – 1982. – 99 с.
3. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. – Л.: Гидрометеоздат. – 1983. – 391 с.
4. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып.2. – Л.: Гидрометеоздат. – 1989. – 246 с.
5. Лобода Н.С. Конспект лекцій «Гідрологічні прогнози» – Одеса, Видавництво «ТЭС», - 2009. – 172 с.
6. Наставление по службе прогнозов. Раздел.3. – Ч.1. – Л.: Гидрометеоздат. – 1962.- 193 с.
7. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування / Керівний документ. – Київ.: Український гідрометеорологічний центр, 2012. – 12
8. Шакірманова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України: монографія.- Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. – 252 с.



## 7 РОЗРАХУНОК СНІГОТАНЕННЯ ТА ВОДОВІДДАЧІ ЗІ СНІГУ ЗА МЕТОДОМ О.Г. КОВЗЕЛЯ

### 7.1 Фізичні основи прогнозів

Для безперервної оцінки розвитку весняного водопілля в створі річки необхідним є розрахунок і прогнозування ходу витрат води (гідрографу) за цей період.

У теперішній час існують *два підходи до розрахунку гідрографа річки за період весняного водопілля.*

Перший спосіб заснований на *математичному описі* процесів формування стоку на басейні:

- потрапляння води на поверхню ґрунту – інтенсивності сніготанення, водовіддачі снігового покриву, випадіння рідких опадів;
- втрат талих і дощових вод – на інфільтрацію, випаровування, поверхнєве 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, заснованих на закономірностях руху паводкової хвилі, і прогнозу по стоку малих річок.

У першому методі вихідними даними для розрахунку (прогнозу) гідрографа водопілля є дані снігомірних зйомок, опадів, температури повітря та інших метеорологічних спостережень, в другому — гідрометричні дані. При цьому в першому випадку, при прогнозі за даними метеорологічних спостережень, існує більша завчасність прогнозу, чим при використанні гідрометричних даних в другому методі. Проте визначення закономірностей процесів і чинників, що впливають на формування стоку, досить важке завдання. Воно включає розрахунок ходу інтенсивності сніготанення і водовіддачі снігового покриву, інфільтрації води в мерзлий ґрунт і стікання талої води під снігом по схилах, ярах і балках.

Теоретичні й експериментальні дослідження вчених з питань формування весняного водопілля послужили методичною основою для створення різних математичних моделей з розрахунків і прогнозів стоку. Ці моделі відносяться до класу детерміністичних і використовуються, в основному, для короткострокових прогнозів гідрографів весняного водопілля [1,2,5].

Одна з перших математичних моделей формування гідрографів весняного водопілля на рівнинних річках була побудована в Гідрометцентрі СРСР на базі досліджень В.Д. Комарова, Є.Г. Попова, Г.П. Калініна та інших [2,5]. Задача прогнозу гідрографів водопілля була вирішена на основі математичного опису процесів сніготанення, водовіддачі снігового покри-

ву і припливу води до руслової мережі (окремо для польової і лісової частин басейну) через лінійну трансформаційну функцію.

Найбільш широке застосування в практиці прогнозів стоку знайшла модель талого, дощового і тало-дощового стоку, розроблена В.І. Коренем і В.А. Бельчиковим [2,5] для річок лісової зони. Модель припускає можливість розрахунку і прогнозу гідрографів стоку в замикаючому створі на основі врахування теплофізичних процесів, які відбуваються в зоні аерації і на поверхні ґрунту, тим самим дозволяючи вести безупинний на протязі всього року розрахунок стоку річок.

Процеси промерзання і відтанення ґрунту, перерозподілу вологи в ґрунті, надходження, інфільтрації і стоку води розраховуються окремо для польової і лісової частин басейну. Крім того, при розрахунках поверхневого стоку в полі враховується можливе утворення на частині площі водонепроникного шару, який перешкоджає інфільтрації. Розрахований сумарний поверхневий і внутрішньогрунтовий стік перетворюється в гідрограф у замикаючому створі за допомогою лінійної моделі трансформації паводків.

Описана модель була також реалізована і випробувана на річках лісостепової зони (на прикладі р. Десни та її приток) в УкрНДГМІ В.П.Водоласковим.

На відміну від математичного моделювання формування водопілля рівнинних річок, при якій не виникає необхідності розраховувати процес накопичення запасу води в сніговому покриві в басейні, модель для гірської річки включає, як правило, опис процесу накопичення і танення снігового покриву на всіх висотах басейну з урахуванням нерівномірності його розподілу за площею на будь-яку задану календарну дату.

У математичні моделі закладаються ті ж уявлення про фізичну природу гідрометеорологічних процесів, що відбуваються на водозборах, і закономірності їх протікання, які містяться і у фізико-статистичних методах. Проте моделювання із застосуванням ЕОМ дозволяє замість непрямих показників тих або інших чинників стоку, що входять в рівняння балансу вологи в басейні річки, розраховувати їх в явному вигляді і з великою деталізацією, тобто дозволяє замість істотно спрощених використовувати повніші рівняння балансу.

Прикладом моделі для прогнозу гідрографу стоку гірських річок є модель авторів Л.Н.Боровікової та Ю.М.Денисова [2,5], яка складається з двох основних блоків: 1) розрахунку накопичення снігу та потрапляння шару тало-дощової води на поверхню водозбору в межах окремих висотних зон, який ведеться на основі перерахунку даних метеорологічних спостережень (опадів, температури повітря) на деякій відомій висоті (опорній метеостанції) на ці дані для будь-якої заданої висоти; 2) визначення втрат тало-дощових вод і розрахунок трансформації стоку у гідрограф в замикаючому створі річки.

За останні роки у відділі гідропрогнозів УкрГМЦ у відділі успішно використовуються моделюючи комплекси прогнозування весняного і дощового стоку в гірських басейнах – “Тиса”, “Дністер”, “Прут”. В них моделюються процеси снігонакопичення, зміни стану поверхні водозбору, сніготанення та стокоутворення, а при прогнозах дощового стоку й процеси нерівномірності просторового розподілу опадів, водоутворення, випаровування, фільтрації.

У інших країнах світу останніми роками проблеми прогнозування стоку розв'язуються розвитком і використанням гідродинамічних моделей, як моделей вищого рівня, якими враховується фізична суть всього гідрологічного циклу явища на всьому річковому водозборі. Така модель Датського гідравлічного інституту – “Майк-11” - є моделлю з розосередженими параметрами. Вона є системою математичних рівнянь, що описують фізичні процеси на басейні.

Способи розрахунку та точність визначення основних процесів стокоутворення різні і залежать від наявності та повноти вихідної гідрометеорологічної інформації та особливостей формування стоку в будь-якої фізико-географічній зоні.

## **7.2 Потрапляння води на поверхню ґрунту**

Характеристикою потрапляння води на поверхню ґрунту є середній по площі запас вод в сніговому покриві, шар талої води і рідких опадів за розрахункову одиницю часу.

### ***7.2.1. 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 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 швидкого 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  $k_{л}$  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

$$S = S_n(1 - f_l) + S_n k_l f_l \quad (7.1)$$

або у вигляді

$$S = S_n [1 + f_l (k_l - 1)], \quad (7.2)$$

де  $S_n$  – запаси води у сніговому покриві за вимірами у полі,  
 $f_l$  – 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 складає величину близько 1.10-1.15.

У районах з зимовими відлигами необхідно ураховувати ще й запаси води у льодяній кірці

$$S_{лк} = 10^3 \rho h f_{лк}, \quad (7.3)$$

де  $h$  – середня товщина льодяної кірки, мм;  
 $\rho$  – щільність льодяної кірки, кг/м<sup>3</sup>;  
 $f_{лк}$  – площа розповсюдження льодяної кірки (у частках від загальної площі).

Загальний запас води у сніговому покриві буде визначатися за формулою:

$$S_m = S_n [1 + f_{\check{e}}(k_{\check{e}} - 1)] + S_{\check{e}\check{e}}. \quad (7.4)$$

Підрахунок середніх по басейнах запасів води в сніговому покриві ведеться за формулою (7.1), де  $S_i$  обчислено за даними репрезентативних метеостанцій за вимірами в полі

$$S_s = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_j, \quad (7.5)$$

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 розрахунковий інтервал часу.

### 7.2.2 Розрахунок інтенсивності танення снігу

Теоретичною основою розрахунку інтенсивності сніготанення є рівняння водного балансу снігового покриву, яке можна представити у вигляді

$$h_{\dot{O}} = \frac{10^3}{L} (P \pm LE + Q - I_{\dot{a}} + q_i + q_x + \Delta q_s), \quad (7.6)$$

де  $h_T$  - шар талої води в мм, який виник за одиницю часу (інтенсивність сніготанення);

$L$  - питома теплота плавлення;

$P$  - приток тепла за рахунок турбулентного теплообміну з атмосферою;

$LE$  - кількість тепла, яке отримується чи втрачається сніговим покривом в результаті вологообміну з атмосферою;

$Q$  - приток тепла за рахунок прямої та розсіяної короткохвильової сонячної радіації;

$I_e$  - ефективне випромінювання снігового покриву;

$q_n$  - кількість тепла, яке потрапляє із ґрунту;

$q_x$  - приплив тепла від рідких опадів;

$\Delta q_s$  - зміна кількості тепла в сніговому покриві.

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).

Інтенсивність танення можна приблизно розрахувати по температурі повітря за методом В.Д.Комарова

$$h_T = a\theta_+, \quad (7.7)$$

де  $h_T$  - шар талої води, мм/д;

$a$  - коефіцієнт танення, тобто шар талої води на 1°C;

$\theta_+$  - плюсова середня добова температура повітря, °С.

Розглянуті способи розрахунку танення снігу запропоновані для відкритої місцевості. Приблизний розрахунок інтенсивності сніготанення в лісі може бути виконаний за формулою (7.7) 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 в лісі та в полі;  
 $\lambda$  - повнота лісу (в долях одиниці).

Рівняння (7.7) дає найкращі результати для лісових ділянок і для районів с сталими багатосніжними зимами (на північ від 54—55° пн.ш.). Значення коефіцієнтів танення снігу  $a$  в середньому можуть бути прийнятими 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 водоутримуючої здатності снігу в процесі танення. Інтенсивність сніготанення для польових ділянок розраховують по номограмі Л.Г.Шуляковського такого вигляду

$$h_T = f(\theta, D), \quad (7.8)$$

де  $\theta$  — середня денна або середня добова температура повітря, °С;  
 $D$  — дата, на яку розраховують інтенсивність сніготанення.  
 Залежність (7.8) можна описати наступним виразом:

$$h_T = \begin{cases} (\alpha_n D_{20} + \beta_n)(T + 0.02 D_{20} + 1.15), & \text{при } \theta > -2^{\circ} \text{C}, \\ 0, & \text{при } \theta \leq -2^{\circ} \text{C}, \end{cases} \quad (7.9)$$

де  $\theta$  — середня добова температура повітря, °С;  
 $D_{20}$  — кількість днів від 20 лютого до дати розрахунку інтенсивності сніготанення;

$\alpha_n$  і  $\beta_n$  — коефіцієнти, які визначаються по рис.7.1 залежно від широти місцевості, для якої розраховують сніготанення.

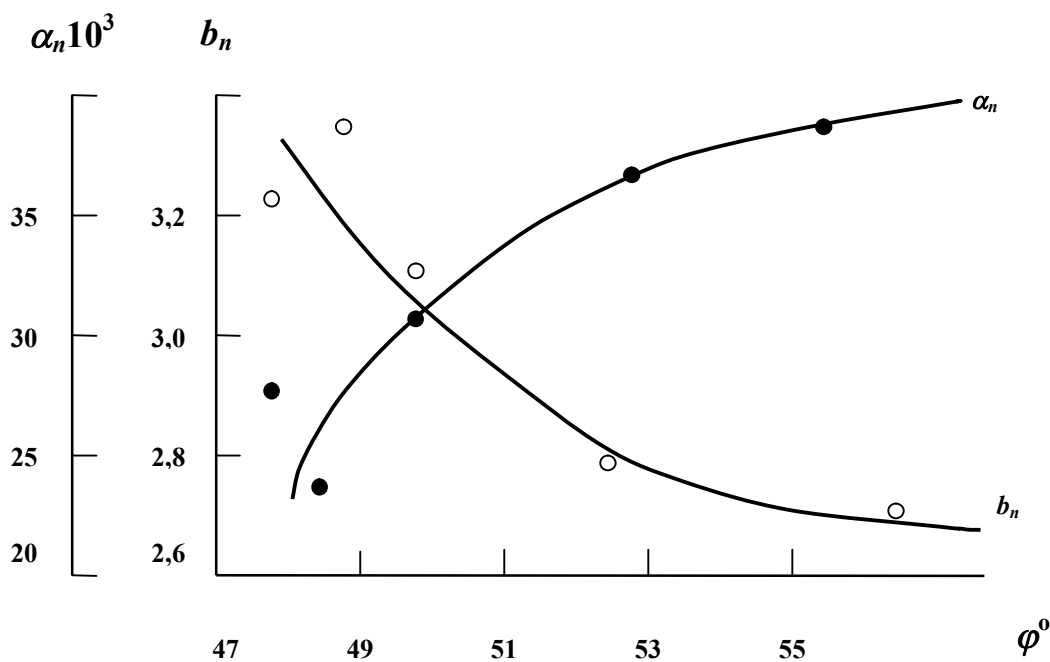


Рисунок 7.1 - Зміна коефіцієнтів  $\alpha_n$  і  $\beta_n$  в залежності від широти місцевості

### 7.2.3 Визначення вологоємності та водовіддачі снігового покриву

Водоутримуюча спроможність (вологоємність) 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 наступну формулу:

$$\gamma_n = (\gamma_{\text{макс}} - \gamma_k) \exp(-cZ_n) + \gamma_k, \quad (7.10)$$

де  $\gamma_n$  – вологоємність снігу на розрахункову дату  $n$ ;

$\gamma_{\text{макс}}$  – максимальна вологоємність снігу, яка дорівнює

$$\gamma_{\text{макс}} = \exp(-4 \cdot 10^{-3} \cdot \rho) - 0.04, \quad (7.11)$$

$\rho$  – величина щільності снігу на початок його танення,  $\text{кг/м}^3$ ;

$\gamma_k$  – вологоємність крупнозернистого снігу в кінці сніготанення (0,06);

$c = 4$ ;

$Z_n$  – відносне зменшення снігу на  $n$ -й день, яке може бути визначене як

$$Z_n = \sum_{i=1}^n h_{T_i} / S_m ; \quad (7.12)$$

$S_m$  – максимальні запаси води в сніговому покриві на початок весняного сніготанення;

$\sum_{i=1}^n h_{T_i}$  – сумарний шар танення снігу на  $n$ -й день від початку сніготанення.

Водовіддача снігового покриву – це кількість талої води, яка потрапила 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:

$$h_B = \begin{cases} \{[Z_n - \gamma_n(1 - Z_n)] - [Z_{n-1} - \gamma_{n-1}(1 - Z_{n-1})]\} S_m, \text{ при } Z_n > Z_0, \\ 0, \text{ при } Z_n \leq Z_0, \end{cases} \quad (7.13)$$

де  $Z_{n-1}$  — відносне зменшення снігу на  $(n-1)$ -й день;

$Z_0$  — танення снігу, при якому його вологість стає рівної водоутримуючій здатності і починається водовіддача.

Величина  $Z_0$  розраховується в залежності від максимальної вологості снігу  $\gamma_{\text{макс}}$  у вигляді

$$Z_0 = \begin{cases} 0.34\gamma_{\text{макс}} + 0.59, \text{ якщо } \gamma_{\text{макс}} \leq 0.28, \\ 0.25\gamma_{\text{макс}} + 0.83, \text{ якщо } \gamma_{\text{макс}} > 0.28. \end{cases} \quad (7.14)$$

На практиці часто приймається метод розрахунку водовіддачі, оснований на припущенні постійної вологості снігу в період сніготанення  $Z_0=0,13$  для средnezернистого снігу.

Визначення кількості води, яку може утримати сніг виконується як

$$h_0 = Z_0 \cdot S_m. \quad (7.15)$$

Після того, як  $\sum_{i=1}^n h_{T_i} > h_0$  почнеться водовіддача танучого снігу. Розрахунок її ведеться за формулою (7.12), але на практиці частіше використовують вираз (при  $Z_0=0.13$ )



$$h_B = h_T / (1 - Z_0) = 1.15 \cdot h_T \quad (7.16)$$

Розрахунок водовіддачі при цьому ведеться наступним чином:

- в перший день танення

$$h_B = 1.15 \cdot \left( \sum_{i=1}^n h_{T_i} - h_0 \right) ; \quad (7.17)$$

- в другий та наступні дні танення

$$h_{B_i} = 1.15 \cdot h_{T_i} \quad (7.18)$$

В ході сніготанення після появи проталин, тобто при неповному покритті басейну снігом, **приведений шар водовіддачі** снігового покриву буде дорівнювати

$$h'_B = h_B F_S , \quad (7.19)$$

де  $F_S$  - площа покрита снігом, яка виражена в долях площі басейну.

Динаміка площі, покритої танучим снігом, може бути встановлена за даними про сумарне танення снігу на кожен день з урахуванням інтегральної кривої розподілу запасів води в снігу [2,3,5]. Для лісової і лісостепової зон розподіл снігу по території може бути представлено як

$$F_S = 1 - \sum_{i=1}^n \exp\{\alpha \ln \alpha - \ln \Gamma(\alpha) + [(\alpha - 1) \ln Z_n - \alpha Z_n]\} \Delta Z_n , \quad (7.20)$$

де  $Z_n$  — відносне зменшення снігу;

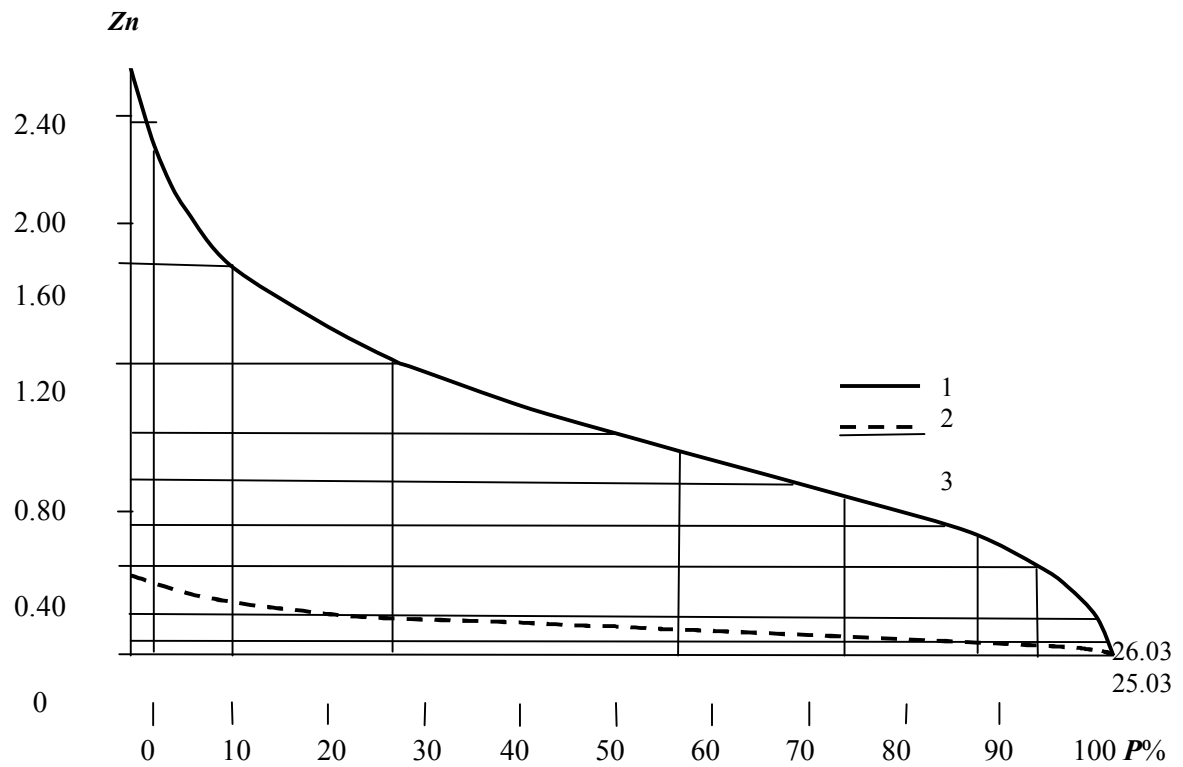
$\Delta Z_n$  — те ж за розрахунковий інтервал  $n$  (доба);

$\Gamma(\alpha)$  — гамма-функція;

$\alpha = 1/C_v^2$ ;

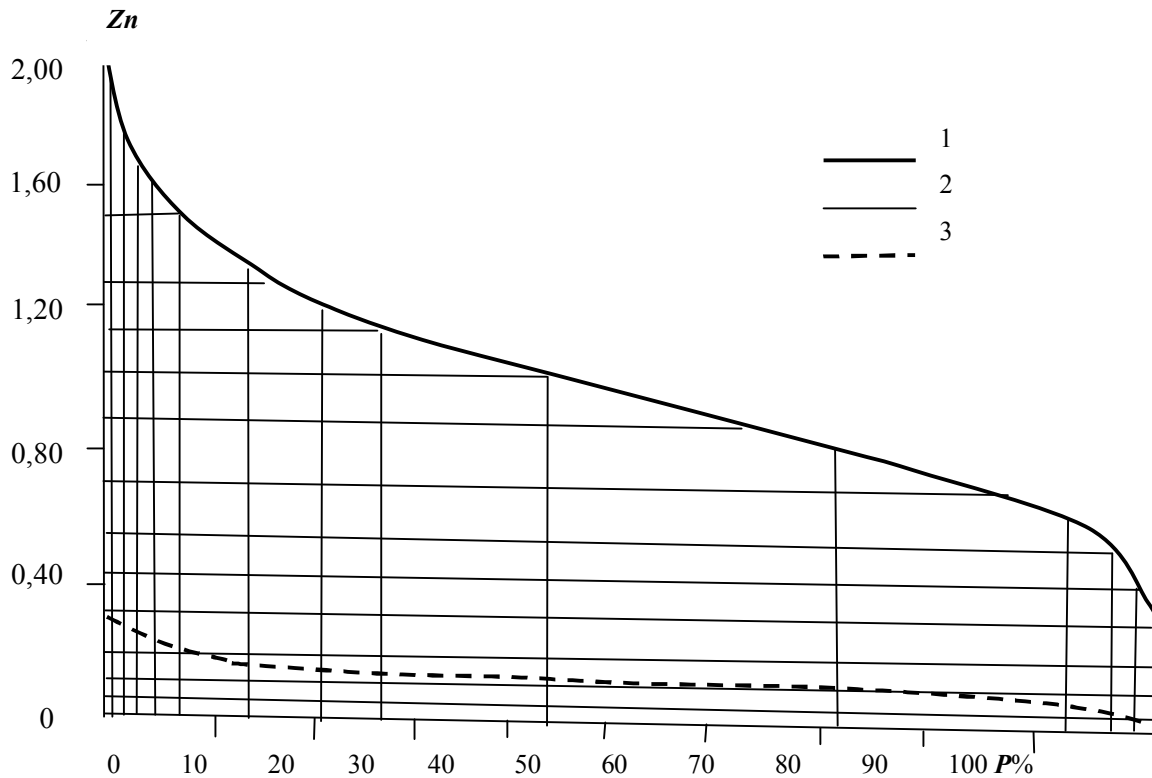
$C_v$  – коефіцієнт варіації запасів води в сніговому покриві по площі водозбору. Для рівнинних басейнів приймають  $C_v$  – від 0,45 до 0,55 для поля і від 0,30 до 0,40 – для лісу [3].

Такі криві розподілу снігового покриву по площі були побудовані В.Д.Комаровим [3] для низки водозборів і показали їх достатню сталість, що дозволило автору [3] отримати типові криві забезпеченості снігозапасів окремо для поля і лісу по модульних коефіцієнтах відносного зменшення снігу на кожен день ( $Z_n$ ). Типові криві для поля та лісу наведені на рис. 7.2 і 7.3, відповідно.



1 – крива забезпеченості снігозапасів; 2 – лінії, відповідні кількості снігу, що розтанув; 3 – крива водоутримуючої здатності снігового покриву

Рисунок 7.2 - Крива забезпеченості снігозапасів у полі



1 – крива забезпеченості снігозапасів; 2 – лінії, відповідні кількості снігу, що розтанув; 3 – крива водоутримуючої здатності снігового покриву

Рисунок 7.3 Крива забезпеченості снігозапасів у лісі

Снігонакопичення та танення снігу в полі та в лісі значно розрізняються (п.7.2.1). Тому при частковій залісеності водозборів розрахунок приведенного шару водовіддачі спочатку ведуть окремо для польової  $h'_{Bn}$  і лісової  $h'_{B\bar{e}}$  частин басейну, а потім й для всього басейну  $h'_B$  як

$$h'_B = h'_{Bn}(1 - \gamma) + h'_{Bл} \cdot \gamma, \quad (7.21)$$

де  $\gamma$  - залісеність водозбору у частках одиниці.

#### 7.2.4. Визначення опадів періоду весняного водопілля

Прибуткова частина балансу весняного водопілля містить у собі також дощові опади. Умови стікання дощових вод залежать від стану підстельної поверхні. Так, найбільші коефіцієнти стоку опадів спостерігаються наприкінці сніготанення, коли ґрунт найбільше зволожений, а безсточні

ємності на басейні в основному заповнені водою. Після сходу снігу з басейну й танення ґрунту вони убувають із ростом числа днів від дати сходу снігу до дати випадання опадів.

При прогнозуванні гідрографу весняного водопілля опади за розрахункову одиницю часу можуть бути визначені за методом середнього арифметичного при рівномірному розподілу мережі спостережень, аналогічно запасам води в сніговому покриві за (7.4), за методом середнього зваженого – при нерівномірності пунктів спостережень, а також за методом ізогіет, який дорзволяє враховувати також і нерівномірність випадіння опадів по водозбору. Більш детально методи визначення шару опадів описані в спеціальній літературі, а також, наприклад в [3].

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 наступним чином:

- співставляємо суми шару танення та 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

$$h'_B = \left[ \sum_{i=1}^n (h_{T_i} - h_0) \cdot 1,15 + X_i \right] F_S ; \quad (7.22)$$

- в другий та наступні дні танення

$$h'_{B_i} = (1,15 \cdot h_{T_i} + X_i) F_S \quad (7.23)$$

### Контрольні запитання до теоретичної частини

1. Які існують методи прогнозування гідрографів весняного водопілля? В чому їх різниця? Чим визначається завчасність прогнозу в цих методах?
2. Які основні етапи стокоутворення описують сучасні математичні моделі при розрахунках та прогнозах гідрографів водопіль?
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?

### 7.3 Практичні прийоми розрахунку інтенсивності сніготанення та водовіддачі за методом О.Г. Ковзеля

#### Завдання:

Розрахувати середній по басейну хід водовіддачі снігового покриву з урахуванням рідких опадів у басейні руч. Лопач – м. Вологда.

#### Вихідні дані:

1. Залісеність басейну  $\gamma = 35\%$ .
2. Температура повітря по басейну руч. Лопач – м. Вологда – за період сніготанення 2010 р. прийнята однаковою для поля і лісу (табл. 7.1 і 7.2).
3. Добові опади за той же період визначені як середні за даними 3-х метеостанцій.
4. Максимальні запаси води в снігу за зиму 2009-2010 рр. складають у полі –  $S_m = 82$  мм, у лісі –  $S_m = 94$  мм.
5. Криві забезпеченості снігозапасів у полі і в лісі (див. рис. 7.2 і 7.3).
6. Коефіцієнт водоутримуючої здатності снігу  $Z_0 = 0.13$ .

#### Розв'язання:

1. Обчислюємо інтенсивність танення снігу по коефіцієнту танення і середній добовій температурі повітря  $h_{T_i} = a \cdot \theta$ . Коефіцієнт танення для поля  $a_n = 5.0$  мм/°С д, для лісу  $a_{\text{л}} = 2.0$  мм/°С д. Добові шари танення  $h_{T_i}$  та їх наростаючі суми  $\sum_{i=1}^n h_{T_i}$ , а також відповідні модульні коефіцієнти  $Z_n = \sum_{i=1}^n h_{T_i} / S_m$  наведені в табл. 7.1 і 7.2.

2. Знаючи модульні коефіцієнти, по кривих забезпеченості снігозапасів (рис. 7.2 і 7.3) знаходимо частку покриття площі снігом  $F_S$  на кожну дату (площу одночасового сніготанення).

3. Визначаємо шар води, який насичує сніг до його вологоємності. При максимальних запасах води в сніговому покриві:

- для поля ( $S_m = 82$  мм)

$$h_0 = Z_0 \cdot S_m = 0.13 \cdot 82 = 10.7 \text{ ù } ;$$

- для лісу ( $S_m = 94$  мм)

$$h_0 = Z_0 \cdot S_m = 0.13 \cdot 94 = 12.2 \text{ ù } .$$

4. Визначаємо початок водовіддачі, як момент, коли шар танення досягає шару вологоємності снігу відповідно співвідношення  $\sum_{i=1}^n h_{T_i} > h_0$ .

Так,

- для поля за початок водовіддачі приймаємо 27.03;

- для лісу – 28.03.

5. Виконуємо розрахунок водовіддачі снігу у полі та лісі по формулах (7.17) та (7.28).

5.1 В перший день танення снігу розрахунок ведеться за формулою (7.17):

- у полі

$$h_{\hat{A}} = 1.15 \cdot \left( \sum_{i=1}^n h_{T_i} - h_0 \right) = (13.5 - 10.7) \cdot 1.15 = 3.2 \text{ ù } ;$$

- у лісі

$$h_{\hat{A}} = (12.4 - 12.2) \cdot 1.15 = 0.23 \text{ ù } .$$

5.2 В другий та наступні дні танення снігу у полі та лісі розрахунок ведеться за формулою (7.18):

$$h_{B_i} = 1.15 \cdot h_{T_i} .$$

Таблиця 7.1 - Розрахунок водовіддачі снігового покриву в басейні стр. Лапач – м. Вологда, поле, 2010 р.,  $S_m = 82$  мм,  $h_0 = 10.7$  мм

Дата	$\theta$ °C	$h_{T_i} = 5 \cdot \theta$	$\sum_{i=1}^n h_{T_i}$	$Z_n$	$F_S$	$h'_B$	X	$X \cdot F_S$	$h'_{B_i}$
17.03	0.6	3.0	3.0	0.036	1.0	-	0.5	0.5	-
25.03	0.4	2.0	5.0	0.061	1.0	-	-	-	-
26.03	0.1	0.5	5.5	0.067	1.0	-	3.9	3.9	-
27.03	1.6	8.0	13.5	0.16	1.0	3.2	-	-	7.6
28.03	3.5	17.5	31.0	0.38	0.97	19.5	-	-	19.5
29.03	2.5	12.5	43.5	0.53	0.9	12.9	0.2	0.18	13.1
30.03	2.9	14.5	58.0	0.70	0.78	13.0	-	-	13.0
31.03	3.1	15.5	75.5	0.90	0.6	10.7	0.3	0.18	10.9
1.04	4.9	24.5	98.0	1.20	0.39	11.0	-	-	11.0
2.04	6.2	31.0	129.0	1.57	0.18	6.4	-	-	6.4
3.04	9.0	45.0	174.0	2.12	0.05	2.58	-	0.03	2.6
4.04	9.7	48.5	222.0	2.71	0.0	-	-	-	-

Таблиця 7.2 - Розрахунок водовіддачі снігового покриву в басейні стр. Лапач – м. Вологда, ліс, 2010 р.,  $S_m = 94$  мм,  $h_0 = 12.2$  мм

Дата	$\theta$ °C	$h_{T_i} = 2 \cdot \theta$	$\sum_{i=1}^n h_{T_i}$	$Z_n$	$F_S$	$h'_B$	X	$X \cdot F_S$	$h'_{B_i}$
17.03	0.6	1.2	1.2	0.01	1.0	-	0.5	-	-
25.03	0.4	0.8	2.0	0.02	1.0	-	-	-	-
26.03	0.1	0.2	2.2	0.02	1.0	-	3.9	-	-
27.03	1.6	3.2	5.4	0.06	1.0	-	-	-	-
28.03	3.5	7.0	12.4	0.13	1.0	0.23	-	-	4.6
29.03	2.5	5.0	17.4	0.18	1.0	5.8	0.2	0.2	5.9
30.03	2.9	5.8	23.2	0.25	1.0	6.7	-	-	6.7
31.03	3.1	6.2	29.4	0.31	1.0	7.1	0.3	0.3	7.4
1.04	4.9	9.8	39.2	0.42	0.99	11.2	-	-	11.2
2.04	6.2	12.4	51.6	0.55	0.98	13.9	-	-	13.9
3.04	9.0	18.0	69.6	0.75	0.87	18.0	0.5	0.44	18.4
4.04	9.7	19.4	89.0	0.95	0.68	15.2	0.6	0.24	15.4
5.04	8.7	17.4	106.0	1.13	0.34	6.8	-	-	6.8
6.04	5.7	11.4	118.0	1.25	0.28	3.7	0.8	0.22	3.9
7.04	9.4	18.8	137.0	1.45	0.11	2.4	0.4	0.04	2.4
8.04	6.0	12.0	149.0	1.58	0.05	0.7	0.3	-	0.9

Продовження таблиці 7.2

Дата	$\theta$ °C	$h_{T_i} = 2 \cdot \theta$	$\sum_{i=1}^n h_{T_i}$	$Z_n$	$F_S$	$h'_B$	X	$X \cdot F_S$	$h'_{B_i}$
9.04	4.0	8.0	157.0	1.67	0.02	0.18	-	-	0.18
10.04	5.9	11.8	169.0	1.78	0.015	0.18	-	-	0.18
11.04	10.8	21.6	190.0	2.01	0.01	0.24	-	-	0.24
12.04	9.5	19.0	208.0	2.21	0	0	-	-	-

6. Розраховуємо приведений шар водовіддачі снігового покриву за формулою (7.19)

$$h'_B = h_B F_S .$$

7. Визначаємо шар водовіддачі снігового покриву у полі та лісі з урахуванням рідких опадів.

7.1. Співставляємо суми шару танення та рідких опадів  $\sum_{i=1}^n (h_{T_i} + \tilde{O}_3)$

з шаром, який насичує сніг  $h_0$ . При  $\sum_{i=1}^n (h_{T_i} + \tilde{O}_3) > h_0$  почнеться водовіддача. Як видно з даних, опади не зміщують дати початку водовіддачі (27.03 в полі і 28.03 в лісі).

7.2. Обчислюємо шар водовіддачі снігу:

- в перший день танення за формулою (7.24)

$$h'_B = \left[ \sum_{i=1}^n (h_{T_i} - h_0) \cdot 1,15 + X_i \right] F_S ;$$

- в другий та наступні дні танення за формулою (7.23)

$$h'_{B_i} = (1,15 \cdot h_{T_i} + X_i) F_S .$$

8. Виконуємо розрахунки шару водовіддачі снігового покриву всього басейну з урахуванням залісенності водозбору, згідно формули (7.21):

$$h'_B = h'_{Bn}(1 - \gamma) + h'_{Bл} \cdot \gamma$$



Для басейну руч. Лапач – м. Вологда залесеність дорівнює 35%, що в долях одиниці становить 0.35, розрахунок ведеться наступним чином (табл. 7.3)

$$h'_B = h'_{B_n} \cdot 0.65 + h'_{B_l} \cdot 0.35.$$

Як видно з табл. 7.3, водовіддача снігового покриву у полі закінчилася 4.04, а на лісовій частині – тривала до 12.04.

Вихідні дані для виконання практичного завдання надані у додатку А.

Таблиця 7.3 - Розрахунок водовіддач снігового покриву в басейні стр. Лапач – м. Вологда, 2010 р.

Дата	Водовіддача		$h'_B = 0.65 \cdot h'_{B_n}$	$h'_B = 0.35 \cdot h'_{B_l}$	$h'_B$ , мм
	поле $h'_{B_n}$	ліс $h'_{B_l}$			
17.03	-	-	-	-	-
25.03	-	-	-	-	-
26.03	-	-	-	-	-
27.03	7.6	-	4.9	-	4.9
28.03	19.5	4.6	12.7	1.6	14.3
29.03	13.1	5.9	8.5	2.0	10.5
30.03	13.0	6.7	8.4	2.3	10.7
31.03	10.9	7.4	7.1	2.6	9.7
1.04	11.0	11.2	7.2	3.9	11.1
2.04	6.4	13.9	4.2	4.9	9.1
3.04	2.6	18.4	1.7	6.4	8.1
4.04	-	15.4	-	5.4	5.4
5.04	-	6.8	-	2.4	2.4
6.04	-	3.9	-	1.4	1.4
7.04	-	2.4	-	0.8	0.8
8.04	-	0.9	-	0.3	0.3
9.04	-	0.18	-	0.06	0.06
10.04	-	0.18	-	0.06	0.06
11.04	-	0.24	-	0.08	0.08
12.04	-	-	-	-	-

### Контрольні запитання до практичної частини:

1. Як визначити шар сніготанення за температурою повітря?
2. Від яких факторів залежить коефіцієнт танення снігу?
3. Дайте визначення понять “водовіддача снігового покриву” і “водозатримуюча здатність снігу”.
4. Яка дата приймається за дату початку водовіддачі снігу?
5. Як визначити площу одночасового сніготанення?

### Перелік джерел посилання до розділу 7

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 440 с.
2. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 390 с.
3. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. – М.: Гидрометеиздат, 1959. – 295с.
4. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 395 с.
5. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып. 2. Краткосрочный прогноз расхода и уровня воды на реках. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 246с.
6. Наставление по службе прогнозов, разд. 3, ч. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 194 с.
7. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування / Керівний документ. – Київ.: Український гідрометеорологічний центр, 2012. – 120 с.
8. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокові гідрологічні прогнози: Конспект лекцій. – Одеса: Вид-во ТЕС, 2010. - 154 с.
9. 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.
10. Оцінювання якості методики та точності (справджуваності) прогнозів режиму поверхневих вод суші / Керівний документ. – Київ: Український гідрометеорологічний центр, 2015. – 70 с.
11. Електронна бібліотека ОДЕКУ [www.library-odeku.16mb.com](http://www.library-odeku.16mb.com)

## Додаток В

### Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву за методом А.Г.Ковзеля

#### Варіант 1

Прибалтійська водно-балансова станція, 2009 р.  
Залісеність  $\gamma = 30\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_n$ , мм	Запаси води у сніговому покриві в лі- сі, $S_l$ , мм	Середньодобова температура повітря, $\theta$ °С	Опади, $X$ , мм
26.03	55	95	0.1	2.8
27.03	55	93	1.5	0.1
28.03	50	88	1.4	0.5
29.03	45	75	3.7	5.7
30.03	40	66	2.0	3.9
31.03	19	54	1.0	6.8
1.04	23	48	1.8	2.2
2.04	17	40	2.8	0.3
3.04	11	33	1.8	7.7
4.04	12	25	1.6	0.1
5.04	14	20	0.1	4.1
6.04	8	18	3.0	9.2
7.04		13	0.4	1.2
8.04		6	0.2	
9.04			0.8	
10.04			0.8	
11.04			3.0	

Варіант 2

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву  
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Імсре, 2010 р. Залісеність  $\gamma=25\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_n$ , мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_l$ , мм	Середньодобова температура повітря, $\theta$ °С	Опади, $X$ , мм
27.03	73	88	-0,3	0,1
28.03	70	86	-0.1	0,5
29.03	67	78	1.9	5,7
30.03	64	73	2.6	3,9
31.03	59	66	2,3	6,8
1.04	50	63	1,3	2,2
2.04	45	58	0,2	0,3
3.04	29	53	1,4	7,7
4.04	15	48	1,9	0,1
5.04	5	36	2,1	14,1
		10		

Варіант 3

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву  
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Лапач, м/ст. Вологда, 2010 р.  
Залісеність  $\gamma=35\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_n$ , мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_l$ , мм	Середньодобова температура повітря, $\theta$ °С	Опади, $X$ , мм
17.03	116	133	1.4	4.3
18.03	116	131	0.5	1.1
19.03	115	126	0.3	1.7
20.03	112	123	-1.3	3.9
21.03	112	120	0.4	2.7
22.03	109	113	0.4	2.0
23.03	106	108	1.0	9.0
24.03	87	100	0.2	
25.03	81	95	0.3	0.4
26.03	61	88	2.2	0.0
27.03	36	73	5.1	
28.03	0	62	7.1	
29.03		55	6.1	0.0
30.03		35	4.1	0.0

Варіант 4

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву  
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Лапач, м/ст. Вологда, 2010 р.  
Залісеність  $\gamma = 35\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_n$ , мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_l$ , мм	Середньодобова температура повітря, $\theta$ °С	Опади, $X$ , мм
5.03	58	65	0.5	
6.03	52	61	1.2	1.5
7.03	45	55	1.8	1.6
8.03	32	50	0.9	
9.03	29	43	1.9	1.4
10.03	21	40	2.3	
11.03	19	36	2.8	
12.03	15	32	3.2	
13.03	14	23	3.0	3.2
14.03		15	2.5	
15.03		11	2.3	
16.03		8	4.2	

Варіант 5

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву  
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Педаме, 2010 р. Залісеність  $\gamma=30\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_n$ , мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_{л}$ , мм	Середньодобова температура повітря, $\theta$ °С	Опади, $X$ , мм
29.03	80	111	1.9	2.2
30.03	72	108	2.8	2.0
31.03	68	93	2.3	1.2
1.04	62	88	1.3	
2.04	59	80	0.2	
3.04	61	73	1.4	
4.04	49	66	1.9	
5.04	45	59	2.1	
6.04	44	52	2.5	
7.04	36	45	3.7	
8.04	28	38	4.1	2.5
9.04	18	29	2.4	0.0
10.04	6	25	1.5	
11.04	3	19	2.0	
12.04		15	3.8	
13.04		8	2.9	
14.04		6	5.1	

Варіант 6

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву  
за методом А.Г.Ковзеля**

Прибалтійська водно балансова станція, 2010 р.  
Залісеність  $\gamma=30\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_n$ , мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_l$ , мм	Середньодобова температура повітря, $\theta$ °С	Опади, $X$ , мм
29.03	126	135	1.8	0,5
30.03	121		1.1	1,2
31.03	116	122	1.7	
1.04	108		1.2	2,3
2.04	105	115	0.7	
3.04	103		-0.3	
4.04		108	0.8	
5.04	70		1.6	
6.04		100	0.2	
7.04			5.8	
8.04		93	4.3	
9.04			2.8	
10.04	36		0.8	
11.04			2.0	
12.04			2.6	
13.04			4.2	
14.04			5.7	
15.04			2.6	
16.04			4.3	
17.04			4.7	
18.04			4.4	
19.04			2.2	



Варіант 7

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву  
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Вільгорт, м/ст. Сиктивкар, 2010 р.  
Залісеність  $\gamma=25\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_n$ , мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_l$ , мм	Середньодобова температура повітря, $\theta$ °С	Опади, X, мм
23.04	135	143	-4.8	
24.03	118	139	0.5	
25.03	118	130	1.5	0.3
26.03	114	125	1.3	
27.03	104	120	3.8	
28.03	73	101	7.3	
29.03	65	93	6.8	
30.03	62	81	5.1	
31.03	51	72	3.8	
1.04	67	66	6.2	1.0
2.04	38	54	5.2	2.0
3.04	18	41	4.1	0.9
4.04	0	33	9.2	
		26	10.5	
		10	8.9	

**Збірник**  
методичних вказівок  
до практичних занять за спеціальністю "Гідроекологія"

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

за темою  
«Гідрологічні розрахунки і прогнози»

Укладачі: д.геогр.н., проф. Шакірманова Ж.Р., к.г.н., доц. Бурлуцька М.Е., к.г.н., доц. Погорелова М.П.

Підп. до друку  
Умовн. друк. арк.

Формат  
Тираж

Папір  
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

---

Одеський державний екологічний університет  
65016, Одеса, вул.Львівська, 15

---

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Методичні вказівки  
до практичних занять  
з дисципліни «Гідрологічні розрахунки і прогнози»

для студентів IV курсу денної форми навчання  
за напрямом підготовки – «Екологія, охорона навколишнього середовища  
та збалансоване природокористування»

Затверджено  
на засіданні методичної комісії ГМІ ОДЕКУ  
протокол №1 від 11.09.2018 р.

Одеса - 2018