

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

З Б І Р Н И К  
МЕТОДИЧНИХ ВКАЗІВОК  
до практичних занять  
з дисципліни  
**" Гідрологічні прогнози "**  
за темою  
**«Короткострокові прогнози водного режиму річок»**

Затверджено  
методичною комісією ОГМІ

Одеса-2014

Збірник методичних вказівок до практичних занять з дисципліни "Гідрологічні прогнози" за темою **«Короткострокові прогнози водного режиму річок»** для студентів IV курсу очної та заочної форм навчання за напрямом 6.040105 «Гідрометеорологія», спеціальність "Гідрологія" / Шакірзанова Ж.Р., Погорілова М.П., Будкіна І.Є. – Одеса, ОДЕКУ, 2014. – 81 с.

## ЗМІСТ

	<b>Вступ</b> .....	5
	<b>Практичне заняття 1</b> .....	9
1	<b>Метод відповідних рівнів (витрат) води</b> .....	9
	1.1 Теоретичні основи методу.....	9
	1.2 Прогнози на безприточних ділянках річок.....	11
	1.3 Визначення часу руслового добігання.....	13
	1.4 Загальні принципи оцінки справджуваності гідрологічного прогнозу та ефективності методики прогнозу.....	14
	<b>Приклад 1.</b> Визначення відповідних рівнів води і часу добігання для р.Дністер на ділянці м.Галич-м.Могильов-Подільський.....	16
	<b>Приклад 2.</b> Визначення часу добігання води $\tau$ на основі графіка відповідних рівнів води за способом А.В.Огієвського.....	20
	<b>Приклад 3.</b> Розробка методики прогнозу щоденних рівнів води р.Дністер у с.Грушка за методом відповідних рівнів води.....	22
	1.4 Прогнози щоденних рівнів води на приточній ділянці річки... ..	27
	1.5 Визначення часу добігання води на приточній ділянці річки..	34
	<b>Приклад 4.</b> Визначення часу добігання води і побудова схеми ізохрон на приточній ділянці р.Самара від с.Коханівка до м.Новомос-ковськ.....	36
	<b>Приклад 5.</b> Розробка методики прогнозів щоденних рівнів води на приточній ділянці річки.....	38
	Запитання до практичного заняття 1.....	42
	<b>Практичне заняття 2</b> .....	43
2	<b>Методи розрахунку руслових запасів води для річкової системи</b> ..	43
	2.1 Розрахунок руслових запасів по морфометричних даних.....	43
	<b>Приклад 1.</b> Розрахунок запасів води в русловій мережі за морфологічними даними (спосіб Ю.В.Горбунова).....	46
	2.2 Розрахунок руслових запасів води за гідрометричними даними.....	52
	<b>Приклад 2.</b> Побудова залежності руслових запасів від витрат води на основі рівняння водного балансу.....	56
	<b>Приклад 3.</b> Визначення запасів води в річковій мережі за рівнянням водного балансу.....	61
	Запитання до практичного заняття 2.....	68
	<b>Практичне заняття 3</b> .....	69
3	<b>Прогноз гідрографів на підставі лінійних моделей трансформації</b>	69

3.1 Метод Калініна-Мілюкова.....	69
3.2 Метод Маскінгам.....	71
3.3 Розрахунок трансформації паводка за інтегралом Дюамеля...	72
<b>Приклад 1.</b> Розрахунок трансформації паводка за інтегралом Дюамеля на безприточній ділянці річки.....	74
Запитання до практичного заняття 3.....	79
Перелік посилань.....	79

## ВСТУП

*Метою методичних вказівок* є одержання студентами практичних навиків роботи по розробці методик короткострокових гідрологічних прогнозів та оцінці надійності й якості цих методик.

*Задача методичних вказівок* – ознайомлення і практичне використання методів короткострокових прогнозів гідрологічних характеристик річкових і гірських річок.

Дисципліна «**Гідрологічні прогнози**» - варіативна, циклу природничо-наукової професійної підготовки студентів освітньо-кваліфікаційного рівня бакалавр за спеціальністю 6.040105 «Гідрометеорологія» та використовується ними в їх практичній діяльності.

У результаті виконання практичних завдань з частини дисципліни «**Гідрологічні прогнози**», студенти повинні:

### *знати:*

- головні етапи розробки методик гідрологічних прогнозів;
- загальні принципи оцінки точності методик прогнозування. Критерії ефективності методик прогнозу;
- похибка прогнозу. Припустима похибка прогнозу. Критерій справджуваності прогнозу;
- форми випуску прогнозів;
- прогнози витрат та рівнів води, засновані на закономірностях руху річкового потоку;
- методи розрахунку трансформації паводкової хвилі;

### *вміти:*

- ставити задачу прогнозу (згідно меті прогнозу та необхідній завчасності),
  - обирати метод прогнозу;
  - обирати шлях створення методики прогнозу за вибраним методом;
  - розробляти методику прогнозу щоденних рівнів води за методом відповідних рівнів на слабкоприпливній ділянці річки та її оцінка;
  - розраховувати руслові запаси води у річковій мережі;
  - побудувати криву руслових запасів для ділянки річки;
  - розраховувати ординати функції трансформації за формулою Г.П.Калініна-М.Ф.Мілюкова;
  - розраховувати гідрограф дощового паводку за інтегралом Дюамеля;
- а також:
- вміти застосовувати чинні норми та стандарти для складання та підготовки різних видів звітної та іншої документації;

- професійно володіти методами та прийомами отримання якісної і кількісної оцінки стану навколишнього середовища;
- виконувати встановленим порядком візуалізацію одержаної гідрологічної інформації та розрахункових величин у виді карт, схем, розрізів, таблиць, графіків і доводити її до відома споживача;
- володіти методами та способами прогнозування кількісних характеристик гідрологічних процесів та явищ різних просторово-часових масштабів, вміти визначати межі їх застосовності;
- оцінювати вплив прогнозованого стану гідросфери на ефективність проведення різних видів економічної діяльності;

***набути компетенцій:***

- базові знання фундаментальних розділів математики, в обсязі, необхідному для володіння математичним апаратом, здатність використовувати математичні методи в професійній діяльності (КЗН.02);
- базові знання науково-методичних основ і стандартів в області гідрометеорології та уміння їх застосовувати у професійній діяльності (КЗН.05);
- навички роботи з комп'ютером (КІ.06);
- знання принципів організації гідрологічних спостережень (КЗП.03);
- здатність застосовувати основні методи аналізу гідрологічної інформації (КЗП.04);
- сучасні уявлення про основи наукових досліджень в області гідрології (КЗП.09);
- здатність використовувати знання з математики при аналізі експериментальних даних і математичному моделюванні гідрологічних явищ і процесів (КСП.05);
- здатність використовувати теоретичні знання й практичні навички з фізики для дослідження гідрологічних процесів та їх застосування у професійній діяльності (КСП.06);
- здатність використовувати знання, уміння й навички у галузі гідрології для теоретичного освоєння загальнопрофесійних дисциплін і вирішення практичних завдань (КСП.11);
- знання основ роботи з комп'ютером на рівні користувача, здатність використовувати інформаційні технології для вирішення експериментальних і практичних завдань у галузі професійної діяльності (КСП.13).

Практичні й індивідуальні завдання входять складовою частиною у вивчення загального курсу дисципліни «**Гідрологічні прогнози**» для студентів денної і заочної форм навчання, захищаються і оцінюються за прийнятною шкалою контрольних модулів.

**Форма контролю знань та вмінь студентів  
з практичних модулів**

1. На практичні заняття принести папку для паперів (у вигляді швидкозшивача), стандартний папір, лінійку, мікрокалькулятор, ноутбук.
2. Отримати на практичних заняттях від викладача вихідні дані та методичні вказівки, ознайомитися із змістом методичних вказівок та порадами викладача.
3. Отримавши дозвіл викладача на виконання завдання, студент обробляє вихідні дані, виконує необхідні розрахунки, будує необхідні графіки і таблиці, оформлює пояснювальну записку, письмово відповідає на контрольні запитання, що надаються в методичних вказівках.
4. Після закінчення роботи над завданням студент повинен представити пояснювальну записку, оформлені за ДОСТом графічні і розрахункові матеріали, відповісти на запитання, які ставить викладач.
5. При відповіді на запитання викладача студенту потрібно довести викладачу, що він знає і розуміє мету і задачу практичної роботи, знає фізичні і теоретичні основи методу прогнозів, який розглядався в даній роботі, знає принцип складання методики розрахунків і прогнозів. Відповіді та завдання оцінюються певною кількістю балів.

**Критерії оцінки знань, умінь і навичок  
(7 семестр)**

Максимальна сума балів з ЗМ-П1 – **10 балів** (УО під час захисту практичних заняття №1).

Максимальна сума балів з ЗМ-П2 – **10 балів** (УО під час захисту практичного заняття №2).

Максимальна сума балів з ЗМ-П3 – **10 балів** (УО під час захисту практичного заняття №3).

Загальна кількість балів за практичний модуль складає **30 балів**.

**Шкала відповідності інтегральних оцінок практичної роботи та  
індивідуального завдання**

За шкалою ECTS	За національною системою	За системою університету (в процентах)
A	5 (відмінно)	90 - 100
B	4 (добре)	82 – 89,9
C	4 (добре)	74 – 81,9
D	3 (задовільно)	64-73,9
E	3 (задовільно)	60-63,9
FX	2 (незадовільно)	35 – 59,9
F	2 (незадовільно)	1 – 34,9

## **Форма проведення консультацій викладача**

Консультації викладачів, відповідальних за дисципліну «**Гідрологічні прогнози**» проводяться протягом навчального семестру у вигляді співбесід та додаткового роз'яснення матеріалу. Крім того, консультації можна отримати й у дистанційній формі по Інтернету за електронною адресою кафедри гідрології суші ОДЕКУ [gidro@ogmi.farlep.odessa.ua](mailto:gidro@ogmi.farlep.odessa.ua).

Електронна бібліотека ОДЕКУ [www.library-odeku.l6mb.com](http://www.library-odeku.l6mb.com).



## ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ № 1

### 1 МЕТОД ВІДПОВІДНИХ РІВНІВ (ВИТРАТ) ВОДИ

Цей метод вже більш 150 років використовується для прогнозу ходу рівнів води у річковій мережі: у Франції з 1850 р. на р.Сені, потім р.Луарі, а з 1864 р. на р. Маас; у Німеччині з 1886 р., у Росії з кінця XIX сторіччя. Методика прогнозу за цим методом успішно розвивалась Д.Д. Гнусіновим і В.Г. Клейбером, а в XX сторіччі – В.О. Аполловим, Є.В.Бергом, Ф.І. Бидіним, К.Н. Воскресенським, Г.П. Калініним, А.В. Огієвським та ін.

#### 1.1 Теоретичні основи методу

Передобчислення ходу рівнів і витрат води у річковій мережі засновується перш за все на знанні закономірностей руху паводкових хвиль, які викликаються випадінням сильних опадів або таненням снігу.

Закономірності руху річкової води описується системою рівнянь:

$$\begin{cases} \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial t} = q \text{ (або } q = 0); & (1.1) \\ Q = f(H, \ell); & (1.2) \\ \omega = f(Q, \ell); & (1.3) \\ Q = \omega v & (1.4) \end{cases}$$

де  $\omega$  - площа живого перерізу;

$t$  - координата часу;

$Q$  - витрата води;

$\ell$  - координата відстані, яка визначається вздовж потоку (довжина ділянки річки);

$q$  - боковий приток на ділянці річки;

$H$  - рівень води;

$v$  - середня швидкість потоку.

Тут (1.1) рівняння нерозривності рідини; залежність (1.2) – рівняння руху, де витрата води  $Q$  є функцією рівня води  $H$ . Параметри цієї функції залежать від гідравлічних і морфометричних характеристик перерізу русла, які змінюються за довжиною річки (1.1). Тому витрата води за (1.2) розглядається як функція  $H$  і  $\ell$  (1.3). Система доповнена формулою витрати води (1.4), у якій  $v$  - швидкість течії, середня за живим перерізом  $\omega$ .

В результаті розв'язання цієї системи одержуємо співвідношення між витратами води у нижньому ( $Q_H$ ) та верхньому ( $Q_B$ ) створах ділянки річки у момент часу  $t$ :

$$Q_{H_{t+\tau}} = Q_{B_t} + \int_0^{\ell} q dl, \quad (1.5)$$

де  $\tau$  - час руслового добігання паводкової хвилі з верхнього створу до нижнього;

$q$  - приток води на ділянці річки до руслової мережі.

Швидкість добігання  $v_Q$  витрати води  $Q$  дорівнює

$$v_Q = \frac{dQ}{d\omega}. \quad (1.6)$$

Із (1.6) час добігання  $\tau$  витрати води  $Q_B$  на ділянці річки  $\ell$  дорівнює

$$\tau = \int_0^{\ell} \frac{d\omega}{dQ} dl \quad (1.7)$$

або, якщо перейти до кінцевих приростів, маємо

$$\tau = \sum \frac{\Delta \bar{\omega} \Delta \ell}{\Delta Q} = \frac{\Delta W}{\Delta Q} = f(Q), \quad (1.8)$$

де  $\Delta \bar{\omega}$  - середній приріст площ живих перерізів на ділянці  $\ell$ , який відповідає приросту витрати води на величину  $\Delta Q$ ;

$\Delta W = \Delta \bar{\omega} \Delta \ell$  - середній приріт об'єму води на ділянці річки.

Рівняння (1.5) є теоретичною основою методу відповідних витрат води, а, отже, і рівнів води.

Розглянемо співвідношення між швидкістю руху паводка  $v_Q$  (швидкістю добігання) і швидкістю течії води  $v$ . Згідно з (1.6) після диференціювання витрати води  $Q = v \omega$ , маємо:

$$\frac{dQ}{d\omega} = v + \omega \frac{dv}{d\omega}, \quad (1.9)$$

де  $\omega$  - площа водного перерізу.

У тих випадках, коли з підвищенням рівнів води швидкість течії зростає, похідна  $\frac{dv}{d\omega} > 0$ , тоді згідно з (1.9) швидкість добігання буде більшою від середньої швидкості течії води. Однак, наприклад, при виході води на заплаву із зростанням рівнів води швидкість течії зменшується і швидкість добігання  $v_Q$  стає меншою від швидкості течії  $v$ . По фактичних даних, за винятком крайніх випадків, відношення  $\frac{v_Q}{v}$  коливаються, приблизно, від 0,5 до 1,4 [1, 2].

Прогнози за методом відповідних витрат (рівнів) води випускаються для безприточних (слабоприточних), приточних ділянок та річкової системи.

## 1.2 Прогнози на безприточних ділянках річок

Безприточною (слабоприточною) слід вважати ділянку річки, на якій витрати води у нижньому створі перевищують відповідну витрату води у верхньому створі не більше ніж на 20 %, тобто  $\frac{Q_{нt}}{Q_{вt-\tau}} \leq 1,2$ .

Теоретичною основою методу є рівняння (1.5), яке при заданому часі добігання  $\tau$  для кожної ділянки річки можна записати у вигляді

$$Q_{нt} = Q_{вt-\tau} + Q_{пр}, \quad (1.10)$$

де  $Q_{нt}$  - витрата води у нижньому створі ділянки в момент часу  $t$ ;

$Q_{вt-\tau}$  - витрата води у верхньому створі ділянки в момент часу  $(t - \tau)$ ;

$Q_{пр}$  - сумарна витрата води бокового притоку на ділянці, осереднена в інтервалі часу добігання.

Однак, при значній довжині ділянки річки іноді може спостерігатись значне розпластування (трансформація) паводкової хвилі, яке супроводжується зміною витрат води, яка переміщується на деяку величину  $\Delta Q_\tau$ . В цьому випадку витрата води у нижньому створі складає величину

$$Q_{нt} = Q_{вt-\tau} + Q_{пр} \pm \Delta Q_\tau. \quad (1.11)$$

Застосування формул (1.10) і (1.11) для цілей прогнозування витрат води у нижньому створі часто ускладнюється недостатчею інформації, що не дозволяє визначити з необхідною точністю боковий приток ( $Q_{np}$ ) і тим більше, зміну витрат води за рахунок трансформації паводкової хвилі  $\Delta Q_\tau$ .

З цієї причини замість рівняння (1.11) користуються залежністю

$$Q_{H_t} = f(Q_{e_{t-\tau}}, Q'_{np}, \Delta Q'_\tau), \quad (1.12)$$

де  $Q'_{np}$  і  $\Delta Q'_\tau$  - характеристики (індекси) бокового притоку розпластування паводка.

Для побудови прогностичної залежності необхідно:

1) визначити час добігання води на ділянці і побудувати залежність  $\tau = f(H_e)$  або  $\tau = f(Q_e)$ ;

2) скласти таблицю відповідних витрат (рівнів) води у верхньому і нижньому створах; витрати (рівні) води у нижньому створі беруться пізніше, ніж у верхньому створі, на час добігання  $\tau$ ;

3) розробити спосіб оцінки бокового притоку і впливу розпластування паводкової хвилі.

Ця залежність вигляду:

$$H_{H_t} = f(H_{e_{t-\tau}}), \quad (1.13)$$

$$H_{H_t} = f(H_{e_{t-\tau}}, H_{H_{t-\tau}}), \quad (1.14)$$

$$Q_{H_t} = f(Q_{e_{t-\tau}}), \quad (1.15)$$

де  $H_{H_t}$ ,  $H_{H_{t-\tau}}$  - рівні води у нижньому створі на час  $t$  і  $t-\tau$ ;

$H_{e_{t-\tau}}$ ,  $Q_{e_{t-\tau}}$  - рівень і витрата води у верхньому створі на час  $t-\tau$ ;

$\tau$  - час добігання.

Форма зв'язку (1.13) визначається, головним чином, характером кривих витрат води у верхньому і нижньому створах.

Припустимо, що криві витрат води описуються рівняннями:

$$\left. \begin{aligned} Q_H &= A_H(H_H + B_H)^m \\ Q_B &= A_B(H_B + B_B)^m \end{aligned} \right\}. \quad (1.16)$$

Якщо  $Q_H = Q_B$ , тоді одержимо

$$H_H = \left( \frac{A_B}{A_H} \right)^{1/m} (H_B + B_B)^{n/m} - B_H, \quad (1.17)$$

де  $A_H, B_H, A_B, B_B, m, n$  - коефіцієнти рівнянь.

Якщо  $m = n$ , то зав'язок (1.17) лінійний, при  $n < m$  - випуклий, при  $n > m$  - угнутий.

Функція (1.14) внапрямку враховує вплив на рівень води нижнього поста факторів розпластування (трансформації) паводкової хвилі – ухилу водної поверхні і ходу наповнення русла водою. Дійсно, рівень  $H_{H_t-\tau}$  характеризує ухил водної поверхні потоку.

### 1.3 Визначення часу руслового добігання

Час руслового добігання на ділянці річки залежить від міри наповнення русла, ємності заплави, довжини ділянки, форми і шорсткості русла і заплави, ухилу водної поверхні тощо

$$\tau = f(H, I, \ell, J, K_1, K_2, n_1, n_2, \dots), \quad (1.18)$$

де  $H$  - рівень води;

$I$  - ухил водної поверхні;

$\ell$  - довжина ділянки річки;

$J$  - характеристика заплави, наприклад, відношення її ширини до ширини русла;

$K_1$  і  $K_2$  - характеристика форми поперечного перерізу русла і заплави;

$n_1$  і  $n_2$  - коефіцієнти шорсткості.

На конкретній ділянці довжина її постійна, а значення параметрів  $J, K_1, K_2, n$  змінюються в залежності від рівня води і ухила водної поверхні. Отже, вираз (1.18) можна спростити і записати

$$\tau = f(H, I). \quad (1.19)$$

Одним з головних питань реалізації методу відповідних витрат (рівнів) води є встановлення змінності часу добігання  $\tau$  в залежності від рівня води верхнього поста та характеру режиму стоку (фази стоку).

Час добігання  $\tau$  визначається на основі аналізу синхронних спостережень за ходом рівнів або витрат води у верхньому та нижньому створах

безприточної ділянки річки. Далі перелічені основні прийоми визначення часу добігання, які використовуються на практиці.

1. Визначення відповідних рівнів (витрат) води і часу їх добігання по характерних точках графіка коливань рівнів (витрат) води.

2. Визначення часу добігання за допомогою графіка відповідних рівнів води (спосіб А.В. Огієвського).

3. Визначення часу добігання за відповідними рівнями (витратами) води, що одержані по кривих забезпеченості. В.Г. Клейберг вважав, що рівно забезпечені рівні води близькі до відповідних.

4. Визначення часу добігання на основі принципу найменшої похибки (спосіб Г.П. Калініна).

5. Шляхом пропорційного розчленування гідрографів паводків у верхньому і нижньому створах та ін.

Вибір способу визначається в залежності від характеру і об'єму вихідної інформації. Час руслового добігання води на ділянці річки визначається по різниці дат настання відповідних рівнів (витрат) води у верхньому та нижньому створах. Дані про відповідні рівні (витрати) води заносяться у таблиці, де також фіксується фаза ходу рівнів (витрат) води на верхньому посту (пік, спад, підйом). Ці дані використовуються для побудови кривих добігання вигляду (1.19).

Вплив ухилу поверхні води при цьому враховується непрямым шляхом, тому що дані про ухили часто відсутні. Будується дві криві  $\tau = f(H_e)$ : одна – для періоду підйому, друга – для періоду спаду або одну загальну криву, коли врахувати фазу ходу рівнів води не можливо. Для побудови таких зв'язків доцільно мати до 15-20 пар відповідних рівнів (витрат) води у межах всієї амплітуди коливань останніх.

Визначення часу добігання по характерних точках коливань рівней води показано у прикладі 1, за способом А.В. Огієвського – у прикладі 2. Спосіб 3 – (Г.П. Калініна) – проілюстровано у вправі 2.2 [3] і прикладі 1.3 [4].

#### **1.4 Загальні принципи оцінки справджуваності гідрологічного прогнозу та ефективності методики прогнозу**

Оцінка справджуваності гідрологічного прогнозу та ефективності методики прогнозу здійснюється у відповідності до діючого «Наставлення по службе прогнозів» [9] та «Настанови з оперативної гідрології» [10].

*Оцінка гідрологічного прогнозу* зводиться до визначення справджуваності даного прогнозу шляхом співставлення похибки прогнозу з допустимою похибкою.

**Похибка прогнозу** - це різниця між фактичним значенням величини  $Y_i$  та значенням, отриманим у прогнозі  $Y'_i$

$$\delta = Y_i - Y'_i. \quad (1.20)$$

**Допустима похибка прогнозу**  $\delta_{\text{доп}}$  - це ймовірне відхилення прогнозованої величини від середнього значення (норми) гідрологічної величини. У випадках коли прогнозується не сама величина  $Y$ , а її зміна за період завчасності прогнозу (короткострокові прогнози), допустима похибка визначається в залежності від варіації відхилення елемента за період завчасності

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0.674 \cdot \sigma_{\Delta}, \quad (1.21)$$

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

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n-1}}, \quad (1.22)$$

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

$$\delta \leq \delta_{\text{доп}}. \quad (1.23)$$

Для оцінки **ефективності та якості 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:

$$P = \frac{m}{n} 100\%, \quad (1.24)$$

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

$n$  – загальна кількість прогнозів, складених за даною методикою.  
Методика прогнозу вважається ефективною, якщо

$$P \geq 60\% .$$

2) *Критерій якості (ефективності) методики.* Мірою точності методики є середня квадратична похибка перевірених прогнозів

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y'_i)^2}{n}} , \quad (1.25)$$

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

Критерієм якості та ефективності методики є відношення  $S/\sigma_{\Delta}$ .

Прогноз за розробленою методикою буде більш ефективний, ніж прогноз за нормою, якщо  $S < \sigma_{\Delta}$ .

Методика буде ефективною, якщо

$$0 \leq \frac{S}{\sigma} \leq 0,8 .$$

При  $n \geq 25$  для оцінки точності розроблених методик прогнозу прийнята така шкала категорії методики [9]:

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

### Приклад 1

**Визначення відповідних рівнів води і часу добігання для р. Дністер на ділянці м.Галич – м. Могильов-Подільський**

**Завдання:** визначити відповідні рівні води і 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.1.1).



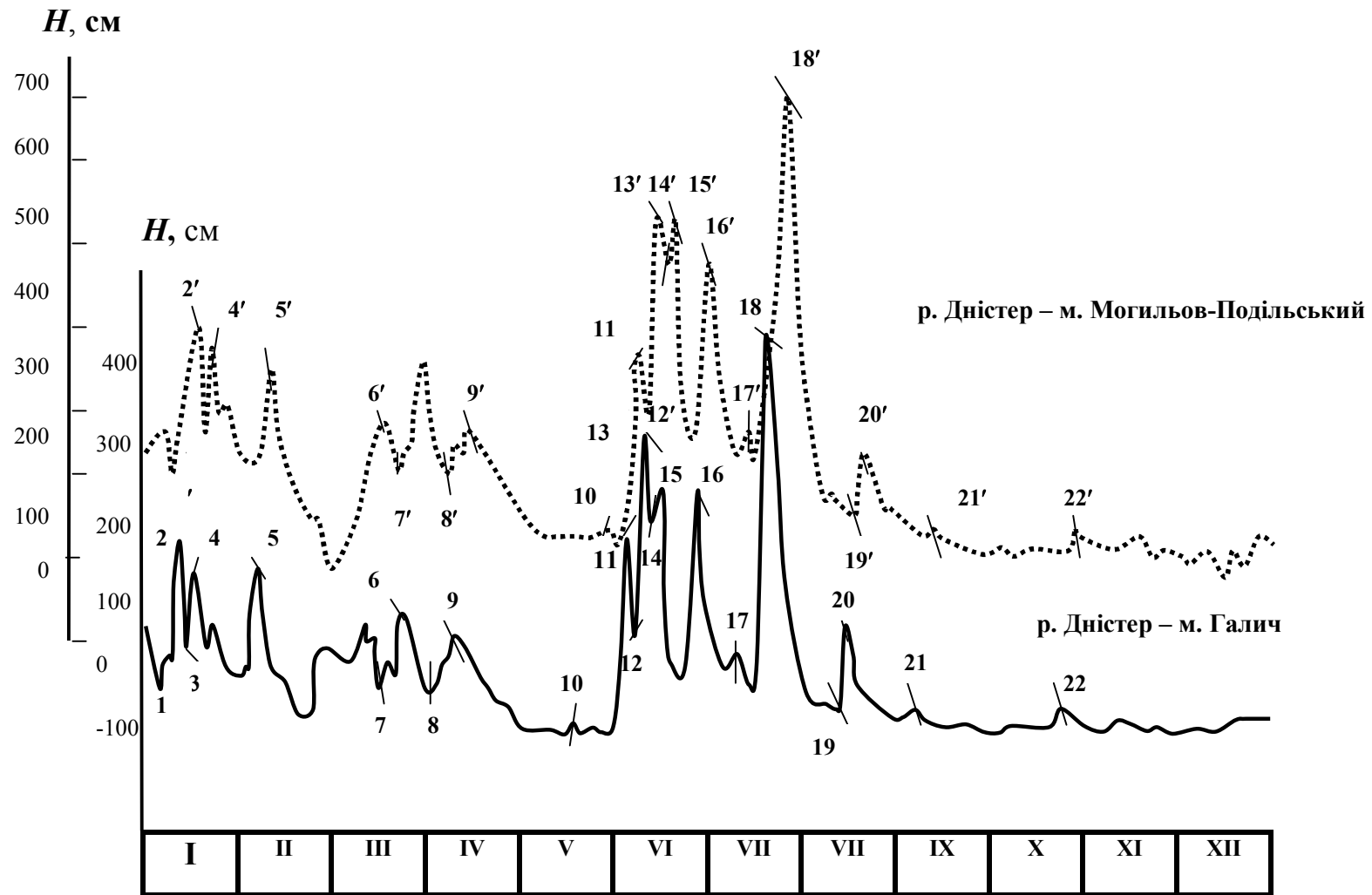


Рисунок 1.1 – Суміщений графік коливань рівнів води р.Дністер біля м.Галич та м.Могильов-Подільський, 1948 р.

Таблиця 1.1 – 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	1948	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/VII	286	2	спад
18		18/VI	450	20/VI	703	2	пік
19		11/VIII	-34	14/VIII	166		спад
20		13/VIII	80	17/VIII	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

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. 1.1.

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. 1.1 будується графік залежності часу добігання води  $\tau$  від рівня води верхнього поста (м. Галич), рис. 1.2 (чорні точки).

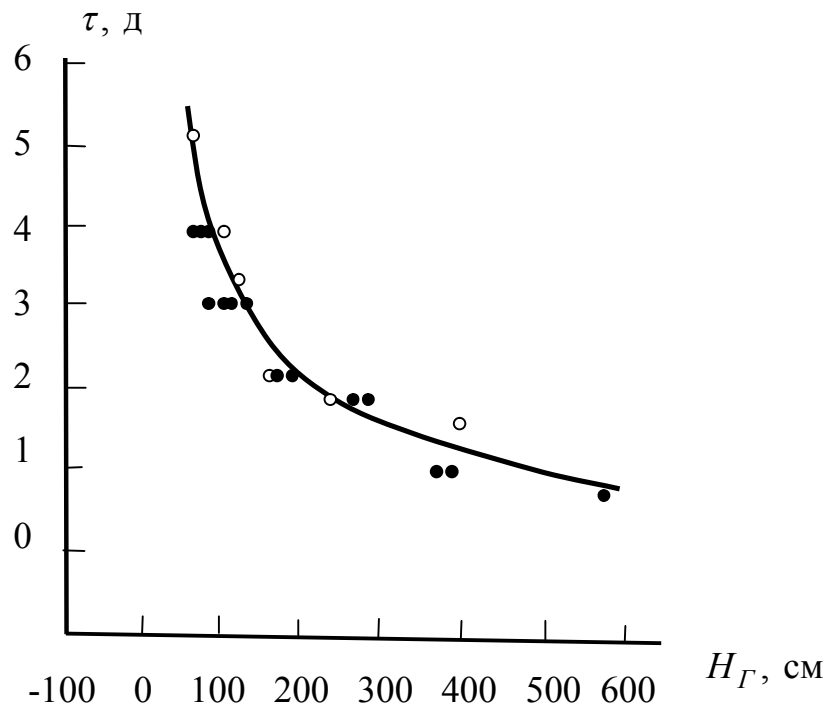


Рисунок 1.2 – Залежність часу добігання води  $\tau$  (на ділянці р. Дністер від м. Галича до м. Могильов-Подільський) від рівня води р. Дністер біля м. Галич ( $H_G$ )

## Приклад 2

### Визначення часу добігання води $\tau$ на основі графіка відповідних рівнів води за способом А.В. Огієвського

**Завдання:** Визначити час добігання води за способом А.В.Огієвського.

**Вихідні дані:** Криві витрат води, щоденні рівні води у верхньому (м.Галич) та нижньому (м.Молгильов-Подільський) створах р.Дністер.

#### **Порядок виконання завдання:**

Цей спосіб застосовується при стійких кривих витрат води у верхньому і нижньому створах ділянки річки. При цьому приймається, що відповідні витрати води однакові, тобто  $Q_{H_t} = f(Q_{B_{t-\tau}})$ .

1.Для визначення часу добігання будується графік відповідних рівнів води на основі сумісної побудови кривих витрат води. Схема для побудови графіка відповідних рівнів води за допомогою кривих витрат води на ділянці р. Дністер від м. Галич до м. Могильов-Подільський показана на рис.1.3.

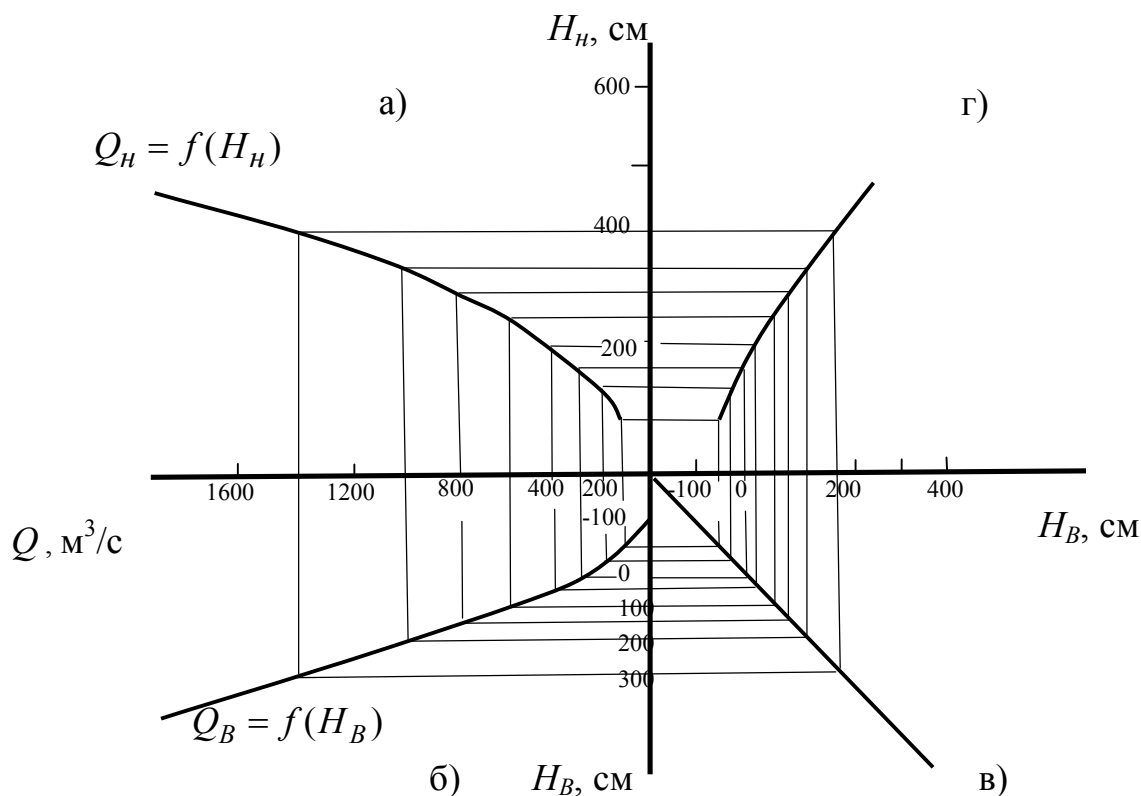


Рисунок 1.3 – Схема для побудови графіка відповідних рівнів води за допомогою кривих витрат води на ділянці на ділянці р. Дністер від м. Галич до м. Могильов-Подільський (час добігання визначено за методом А.В. Огієвського)

1.1.Криві витрат води  $Q = f(H)$  при загальній осі  $Q$  будуються у квадрантах: а)  $Q_H = f(H_H)$  і б)  $Q_G = f(H_G)$ .

1.2.Витратам води надаються різні значення (1400, 1000, ..., 100).

1.3.Графічним шляхом визначається зв'язок відповідних рівнів води  $H_H = f(H_G)$  - квадрант г.

Ця залежність далі використовується для визначення часу добігання по даних щоденних рівнів води у верхньому (м. Галич) і нижньому (м. Могильов-Подільський) створах. Усі розрахунки заносяться до табл. 1.2.

Таблиця 1.2 –Час добігання води (за методом А.В. Огієвського)  
р. Дністер на ділянці м.Галич – м.Могильов-Подільський

м.Галич			м.Могильов-Подільський					
дата	рівень води, см	фаза	рівень води за рис.1.3	дата або інтервал спостережень рівня води	фактичний рівень води		дата, яка обчислена за інтерполяцією	розрахунковий час добігання, д
					на початок інтервалу	наприкінці інтервалу		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1968								
1/VIII	2	спад	220	5-6/ VIII	222	194	5,1/ VIII	4,1
2/VIII	-21	спад	180	6-7/ VIII	194	177	6,8/ VIII	4,8
5/VIII	-45	спад	134	11/ VIII	134	134	11/ VIII	6,0
...	...	...	...	...	...	...	...	...
7/VII	45	підйом	290	10-11/ VIII	280	361	10,1/ VIII	3,1
24/VII	253	спад	556	26-27/ VIII	685	527	26,6/ VIII	2,6
26/VII	118	спад	400	28-29/ VIII	420	399	28,9/ VIII	2,9

2.По графіку  $H_H = f(H_G)$  по рівнях верхнього поста (у даному прикладі – м. Галич) знімається рівень води на нижньому посту (м. Могильов-Подільський).

3. З таблиці щоденних рівнів води (по м.Могильов-Подільський) визначається дата або інтервал, у якому спостерігався розрахунковий рівень

води. Далі по інтерполяції рівнів у цьому інтервалі встановлюється дату рівня у нижньому створі. Виконуючи цю процедуру у діапазоні змін рівнів води на верхньому пості, одержується розрахунковий час добігання по різниці дат, графі 8 та 1 табл.1.2.

Наприклад, по рівню води на спаді паводка у м. Галич 1/VIII  $H_{\Gamma}=2\text{см}$  з рис.1.3 визначається у м. Могильов-Подільського. Цей рівень води у 220см наступив у фазі спаду між 5 і 6/VIII: 5/VIII – рівень води складає 222 см, а 6/VIII – 194 см (див. графі 6-7 табл.1.2). Лінійною інтерполяцією визначаємо дату, коли спостерігався рівень води 220 см. Для цього знаходимо рівницю  $220-222=-2$  см. Враховуємо, що за добу рівень води змінився на 28 см (22-194), знаходимо, що для зниження рівня води на -2 см, потрібна частина доби:  $-2:28=0,1$  доби. Отже, дату настання рівня води 200 см (коли розрахунок ведеться у частинах доби) треба віднести до 5,1/VIII, звідки час добігання дорівнює  $5,1-1=4,1$  доби.

4.За даними табл.1.2 на графік залежності  $\tau = f(H_{\Gamma})$  (рис.1.2) наноситься час добігання на ділянці р. Дністер від м. Галич до м. Могильов-Подільський (білі точки).

Підкреслимо, що функції  $\tau = f(H_{\Gamma})$  (див. рис.1.2), які одержані різними способами визначення  $\tau$ , виявилися вельми близькими.

Вказаним способом звичайно найбільш точно визначається час добігання у періоди відносно інтенсивних змін рівня води. При малих змінах рівня води за період добігання, які сумірні з похибкою розрахункових графіків, помилки визначення часу добігання можуть бути значні: тому подібні випадки не рекомендується використовувати в розрахунках  $\tau$ .

### Приклад 3

#### Розробка методики прогнозу щоденних рівнів води р. Дністер у с.Грушка за методом відповідних рівнів води

**Завдання:** здійснити розробку методики прогнозу щоденних рівнів води р.Дністер-с.Грушка шляхом побудови графіку відповідних рівнів води.

**Вихідні дані:** щоденні рівні води р. Дністер у м. Заліщики (вищерозташований пост) і у с. Грушки, які надруковані в Гідрологічних щорічниках.

Опис ділянки річки. Ділянка річки Дністер від с.Заліщики до с. Грушки має протяжність 436 км. Площа басейну до вхідного створу складає  $24600 \text{ км}^2$ , вихідного –  $48000 \text{ км}^2$ . У період з квітня до початку льодових явищ боковий приток дощових вод незначний, тому що площі поширення

злив, невеликі. Паводки формуються у Карпатах і по даній ділянці проходять транзитом.

**Порядок розробки методики:** Згідно з вище викладеним ділянку р.Дністер до с.Грушки від м. Заліщики можна розглядати як слабоприточну, що дозволяє як розрахункову прийняти залежність (1.13), тобто

$$H_{\Gamma_{t+\tau}} \approx f(H_{Z_t}),$$

де  $H_{\Gamma_{t+\tau}}$  - рівень води р. Дністер у с.Грушки у момент часу  $t + \tau$  ;

$H_{Z_t}$  - рівень води м.Заліщики у момент часу  $t$  ;

$\tau$  - час добігання повеневої хвилі від м.Заліщики до с.Грушки.

Для побудови цієї залежності необхідно визначити відповідні рівні води вказаних постів і час добігання  $\tau$  .

1.Скористуємось суміщеними графіками коливань рівнів за період 1968-1974 рр. Цей період включає дуже багатоводний рік 1970, маловодний 1972 р. і середній по водності 1968 і 1971 рр. Відповідні рівні води і час добігання  $\tau$  визначаємо по характерних точках графіків коливань рівнів води аналогічно тому, як показано у прикладі 1.

Результати показали, що час добігання із зростанням рівня води змінюється незначно: при  $H_Z \leq 200$  см  $\tau=3$  доби, а при  $H_Z > 200$  см -  $\tau=2$  доби, як у фазі підйому, так і у фазі спаду.

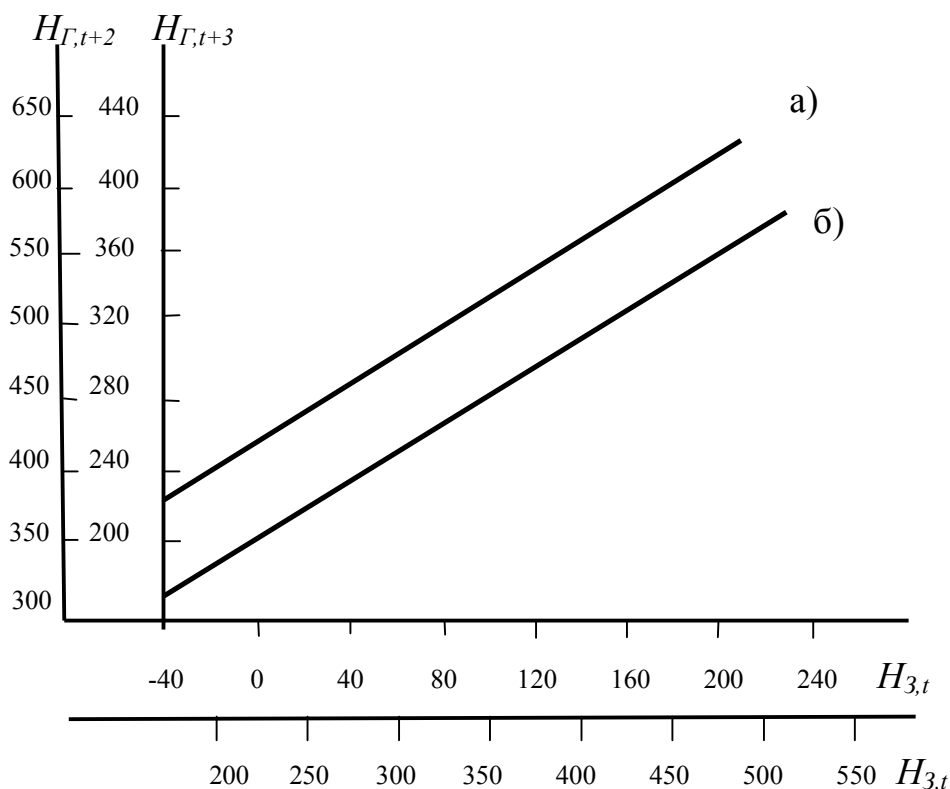
2.Графік залежності відповідних рівнів води р. Дністер с. Грушки і м.Заліщики надається на рис.1.4. Побудова залежності виконується за даними фактичних рівнів води с. Грушки і м.Заліщики (табл.1.3), які взяті зі зміщенням їх на розрахунковий час добігання  $\tau = 3$  або 2 доби.

На рис.1.4 показані дві лінії зв'язку: а) для високих рівнів води, які перевищують 200 см та б) для невисоких рівнів води – до 200 см у м.Заліщики.

3. Залежності описуються рівняннями:

а)  $H_{\Gamma_{t+2}} = 0,93H_{Z_t} + 240$  при  $H_{Z_t} > 200$  см;

б)  $H_{\Gamma_{t+3}} = 0,98H_{Z_t} + 220$  при  $H_{Z_t} \leq 200$  см.



а)  $H_3 > 200$  см; б)  $H_3 \leq 200$  см

Рисунок 1.4 – Зв'язок відповідних рівнів води р. Дністер біля с.Грушки ( $H_{Г,t+\tau}$ ) та м. Заліщики ( $H_{З,t}$ )

Таблиця 1.3 – Відповідні рівні води та перевірені прогнози рівнів води р.Дністер-с.Грушка (період спостережень с 1/IV до початку льодових явищ, завчасність прогнозів три і дві доби, допустима похибка, відповідно, 29 і 96 см)

№ з/п	Дата складання прогнозу $t$	Рівень води біля м. Заліщики, $H_{З,t}$ , см	Дата, на яку складається прогноз $t + \tau$	Рівень води біля м. Грушки, $H_{Г,t+\tau}$ , см		Похибка прогнозу, $\delta$ , см
				завбачений	спостережений	
	1968		1968			
1	1/IV	183				
2	2/IV	203	4/IV	417	406	11
3	3/IV	200	6/IV	416	390	26
4	4/IV	168	7/IV	384	372	12
5	5/IV	158	8/IV	374	378	-4
...	...	...	...	...	...	...



Продовження табл.1.3

№ з/п	Дата складання прогнозу $t$	Рівень води біля м. Заліщики, $H_{z_t}$ , см	Дата, на яку складається прогноз $t + \tau$	Рівень води біля м. Грушки, $H_{Г_{t+\tau}}$ , см		Похибка прогнозу, см
				завбачений	спостережений	
172	20/IX	208	22/IX	428	425	-2
173	21/IX	434	23/IX	634	612	22
174	22/IX	404	24/IX	606	607	-1
175	23/IX	270	25/IX	481	504	-23
176	24/IX	193	26/IX	414	414	0
...	...	...	...	...	...	...
193	11/X	90	14/X	307	304	3
...	...	...	...	...	...	...
	1970					
196	10/IV	102	13/IV	319	327	-8
196	11/IV	125	14/IV	341	366	-25
...	...	...	...	...	...	...
	1971					
344	23/IV	16	26/IV	234	243	-9
...	...	...	...	...	...	...
530	25/XI	86	28/XI	303	296	7
531	26/XI	87	29/XI	294	287	7

Аналіз графіків показав, що у відхилених точок, що відхилилися від середньої лінії зв'язку (точки на рис.1.4 не показані) немає чітко виражених хронологічних закономірностей, які можна було б пов'язати зі зміною бокової приточності. Якщо б така закономірність була, то її слід було б використати для поточної корекції.

4. Оцінка методики прогнозу виконується у відповідності до п.1.4.

4.1 Складаються перевірені прогнози і визначаються їх похибки за (1.20) як різниця між завбаченим і спостереженим рівнями води у с.Грушки (див. табл.1.3).

4.2 Обчислюються допустимі похибки  $\delta_{don}$  за (1.21) для прогнозів із завчасністю три і дві доби. Приклад розрахунків наводиться в табл.1.4.

а) при  $H_z \leq 200$  см середня зміна рівнів води за 3 доби у с.Грушка середнє квадратичне відхилення  $\bar{\sigma}_\Delta$

$$\bar{\sigma}_\Delta = \sqrt{\frac{863100}{458}} = \pm 43 \text{ см,}$$

допустима похибка  $\delta_{\text{дон}} = 0,674 \bar{\sigma}_{\Delta} = \pm 29$  см;

б) при  $H_3 > 200$  см середня зміна рівнів води за 2 доби у с.Грушка  $\bar{\Delta} = 41$  см,  $\bar{\sigma}_{\Delta} = 142$  см (таблиця з розрахунками не додається),  $\delta_{\text{дон}} = \pm 96$  см;

Таблиця 1.4 – Середнє квадратичне відхилення зміни рівнів води за період завчасності прогнозів р.Дністер-с.Грушки (період спостережень з 1.04 до початку льодових явищ, завчасність прогнозів дві доби)

№ з/п	Дата $t$	Рівень води $H_{\Gamma}$ , см	Дата $t + \tau$	Рівень води $H_{\Gamma_{t+\tau}}$ , см	Зміна рівня води $\Delta_i = H_{\Gamma_{t+\tau}} - H_{\Gamma_t}$	$ \Delta_i - \bar{\Delta} $	$(\Delta_i - \bar{\Delta})^2$
1	1/IV	380	3/IV	384	4	37	1369
2	2/IV	373	4/IV	406	33	8	64
3	3/IV	384	5/IV	411	27	14	196
4	4/IV	406	6/IV	390	16	25	225
5	5/IV	411	7/IV	372	39	2	4
....	....	....	....	....	....	....	....
458	....	....	....	....	....	....	....
					Середнє значення $\bar{\Delta} = 41$ см		

4.3 Визначаються середні квадратичні похибки перевірних прогнозів  $S$  і показники якості методики  $\frac{S}{\sigma_{\Delta}}$  і  $P\%$ .

а) Для оцінки якості методики прогнозів із завчасністю 3 і 2 доби використовуються похибки перевірних прогнозів  $S$  за (1.25).

Розрахунок середньої квадратичної похибки прогнозів із завчасністю 3 і 2 доби ведеться за схемою

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (H_{\Gamma_i} - H'_{\Gamma_i})^2}{n}},$$

де  $H'_{\Gamma_i}$  - прогнозна величина рівня води у с.Грушка;

$H_{\Gamma_i}$  - спостережена величина рівня води у с.Грушка.

б) Встановлюються критерії оцінки ефективності і якості методики прогнозу. Результати перевірних прогнозів:

- при  $H_3 \leq 200$  см -  $\bar{S} = 12$  см,  $\frac{\bar{S}}{\bar{\sigma}_\Delta} = 0,28$ , забезпеченість допустимої похибки прогнозів, яка дорівнює  $\pm 29$  см, складає 96 %;

- при  $H_3 > 200$  см -  $\bar{S} = 13$  см,  $\frac{\bar{S}}{\bar{\sigma}_\Delta} = 0,09$ , забезпеченість допустимої похибки прогнозів, яка дорівнює  $\pm 96$  см, складає 100 %.

На закінчення підкреслимо, що прогнози по розробленій методиці випускаються із різною завчасністю. У період, коли ще не визначилась тенденція розвитку паводка, прогноз слід випускати із завчасністю 3 доби по виразу (б), а коли рівень води перевищує 200 см – по (а) із завчасністю 2 доби.

### 1.5 Прогнози щоденних рівнів води на приточній ділянці річки

Приточною називається ділянка річки, яка має боковий приток. Витрата води у верхів'ї складається з витрат води верхнього створу на головному водотоці і на бокових притоках. Для нижнього створу приточної ділянки повинна виконуватись умова

$$\frac{Q_{H_t}}{\sum_{i=1}^n Q_{B_{t-\tau_i}}} > 1,2, \quad (1.26)$$

де  $n$  - кількість вхідних створів.

Теоретичною основою методу прогнозів на приточній, як і на безприточній ділянках, є рівняння (1.5).

Розробка розрахункових залежностей для прогнозу щоденних рівнів (витрат) води виконується з використанням карти ізохрон руслового добігання: карти ізохрон будують для різних періодів водності річки (високих, середніх і низьких рівнів води або паводків, які виходять на заплаву, або ж для рівнів нижчих за критичні).

Вираз розрахункових залежностей відповідних рівнів (витрат) води може бути різним в залежності від особливостей приточної ділянки, кількості і характеру вхідних створів, включаючи створи на основній річці та бокових притоках, їх положення на карті ізохрон і характеру вихідної інформації.

Залежності відповідних рівнів або витрат води на приточних ділянках річок можна виразити *аналітично, графічно та графоаналітично*. Найбільш поширеними є графічні залежності. В залежності від кількості вхідних створів та їх положення можна застосувати перелічені нижче види зв'язків.

1. Ділянка з однією притокою:

а) вхідні створи на основній річці і боковій притоці розраховані на одній ізолінії добігання  $\tau$

$$Q_{H_t} = f(Q_{\delta} + Q_{\bar{\delta}})_{t-\tau}; \quad (1.27)$$

$$H_{H_t} = f(H_{\delta}, H_{\bar{\delta}})_{t-\tau}; \quad (1.28)$$

$$H_{H_t} = f(Q_{\delta} + Q_{\bar{\delta}})_{t-\tau}. \quad (1.29)$$

Приклад залежності (1.29) наданий на рис.1.5.

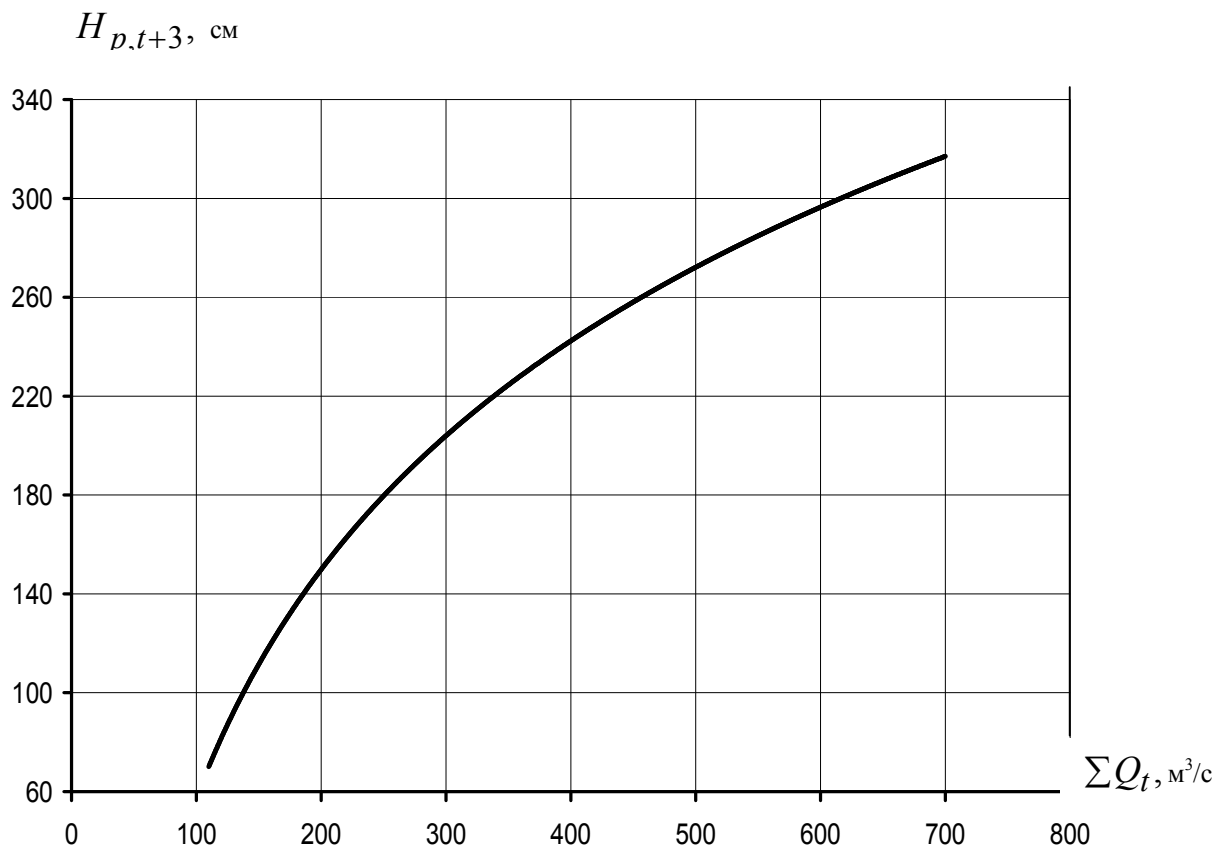


Рисунок 1.5 – Зв'язок рівнів води р. Дніпро біля с. Речиця ( $H_p$ ) з сумою відповідних витрат води р.Дніпро біля м.Жлобіна та р. Березіна біля м.Світлогорська

б) вхідні створи розташовані на різних ізохронах  $\tau_1$  і  $\tau_2$

$$Q_{H_t} = f(Q_{\epsilon_{t-\tau_1}} + Q_{\delta_{t-\tau_2}}); \quad (1.30)$$

$$H_{H_t} = f(H_{\epsilon_{t-\tau_1}}, H_{\delta_{t-\tau_2}}); \quad (1.31)$$

$$H_{H_t} = f(Q_{\epsilon_{t-\tau_1}} + Q_{\delta_{t-\tau_2}}), \quad (1.32)$$

де  $\tau_1$  і  $\tau_2$  - час добігання відповідно від верхнього створу на основній річці і боковій притоці до замикаючого (нижнього);

$Q_{\epsilon}, Q_{\delta}$  ( $H_{\epsilon}, H_{\delta}$ ) – витрати (рівні) води у верхньому створі основної річки і бокової притоки, відповідно.

2. Ділянка з  $n$  вхідними створами.

а) усі вхідні створи розраховані на одній ізохроні добігання  $\tau$

$$Q_{H_t} = f\left(\sum_{i=1}^n Q_{i_{t-\tau}}\right); \quad (1.33)$$

$$H_{H_t} = f\left(\sum_{i=1}^n Q_{i_{t-\tau}}\right); \quad (1.34)$$

$$H_{H_t} = f(H_1, H_2, \dots, H_n)_{t-\tau}; \quad (1.35)$$

б) вхідні створи розташовані на різних ізохронах  $\tau_i$

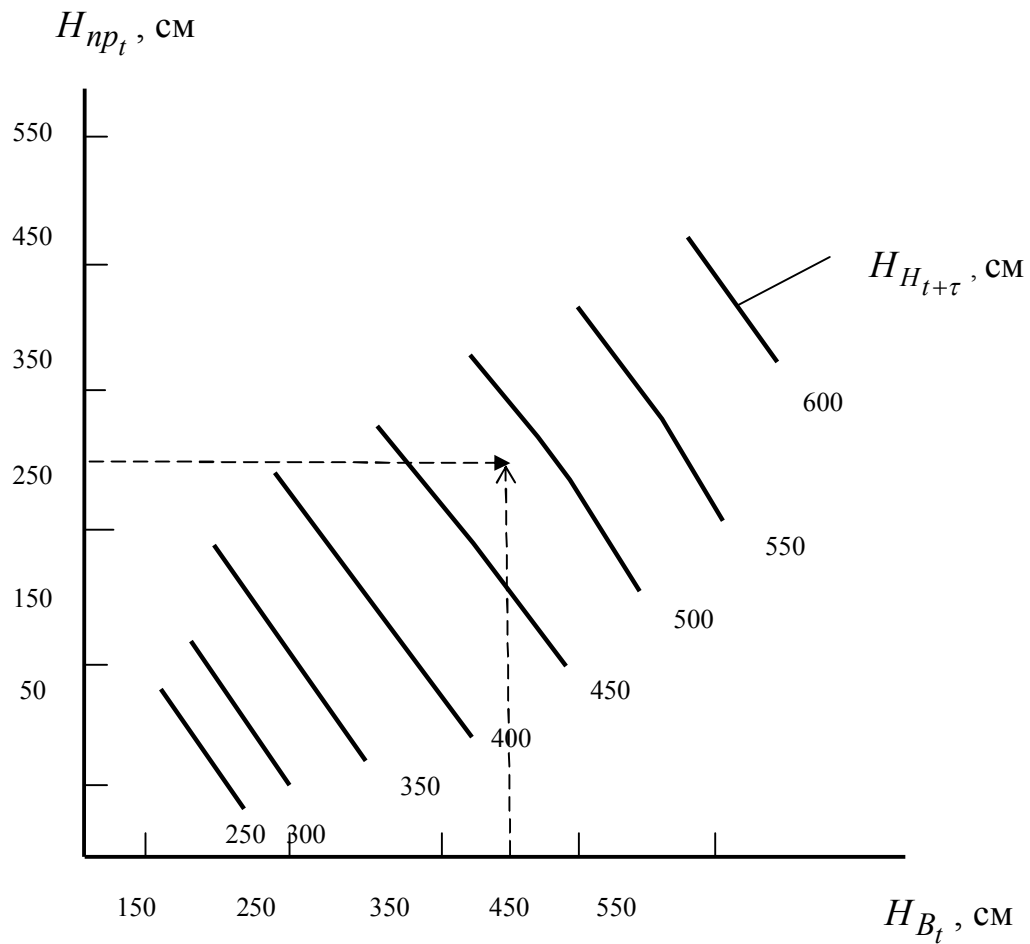
$$Q_{H_t} = f\left(\sum_{i=1}^n Q_{i_{t-\tau_i}}\right); \quad (1.36)$$

$$H_{H_t} = f\left(\sum_{i=1}^n Q_{i_{t-\tau_i}}\right); \quad (1.37)$$

$$H_{H_t} = f(H_{1_{t-\tau_1}}, H_{2_{t-\tau_2}}, \dots, H_{n_{t-\tau_n}}), \quad (1.38)$$

де  $Q_i, H_i$  - відповідно, витрати і рівні води і  $i$ -му вхідному створі ділянки річки.

Залежності вигляду (1.35) та (1.38) будуються за відсутності даних про витрати води. Приклади графічних зв'язків відповідних рівнів трьох постів ( $n=2$ ) ілюструються рис.1.6 та рис.1.7.



Біля ізолій – рівні води нижнього створу  $H_{H_{t+\tau}}$

Рисунок 1.6 – Зв'язок відповідних рівнів води трьох постів  
(верхнього створу  $H_{B_t}$ ; бокового притоку  $H_{np_t}$ ;  
нижнього створу  $H_{H_{t+\tau}}$ )

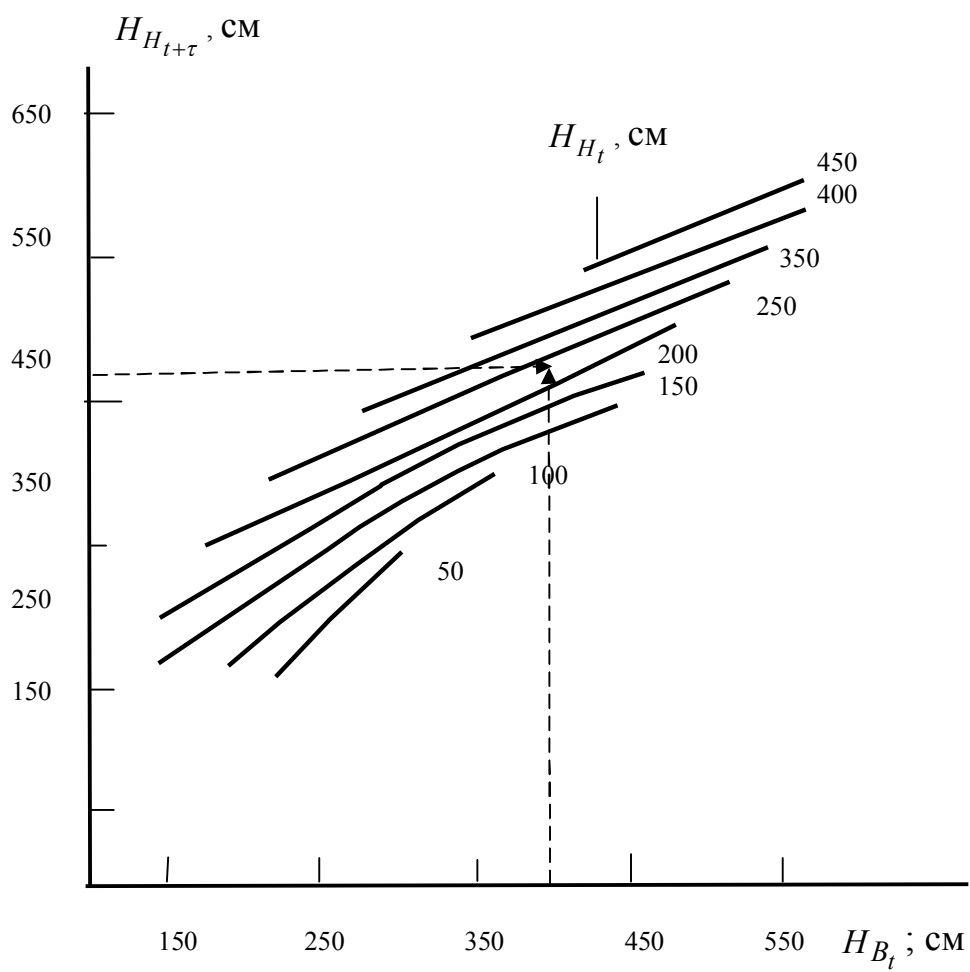


Рисунок 1.7 – Зв'язок відповідних рівнів води трьох постів  
(верхнього створу  $H_{B_t}$ ; бокового притоку  $H_{np_t}$ ;  
нижнього створу  $H_{H_{t+\tau}}$ )

3. Якщо русло річки розмивається, а, отже, криві витрат води  $Q = f(H)$  нестійкі, то побудова залежностей між відповідними рівнями (витратами) води виконується окремо для різних фаз гідрологічного режиму.

Залежності, що розглянуті вище, як на безприточній, так і на приточній ділянках річок дають приблизний розв'язок системи рівнянь Сен-Венана. Їх точність залежить від гідрографічних і режимних особливостей даної ділянки річки.

4. Для уточнення прогнозів часто використовують метод поточної коректури.

4.1. При використанні в якості вихідної інформації суми відповідних витрат вхідних створів в залежності можна ввести третю перемінну, яка характеризує врахований боковий приток або трансформацію паводкової хвилі. Так використовують залежність вигляду

$$H_t = f \left[ \left( \sum_{i=1}^n Q_{i_{t-\tau_1}} \right), (\eta_1 x + \eta_2 x_T) \right], \quad (1.39)$$

де  $\eta_1$  - коефіцієнт стоку опадів ( $x$ );

$\eta_2$  - коефіцієнт стоку талих вод ( $x_T$ ).

4.2 Як характеристики розпластування паводка застосовують залежність

$$\Delta Q_p = f(Q_{\epsilon_t}, \bar{Q}_\epsilon), \quad (1.40)$$

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

Для оцінки розпластування паводкової хвилі на ділянці річки використовують також характеристики крутизни хвилі

$$I = Q_{\epsilon_{t-\tau}} - Q_{H_{t-\tau}} \quad (1.41)$$

або просто рівень води у нижньому створі на дату випуску прогнозу (рис.1.8).



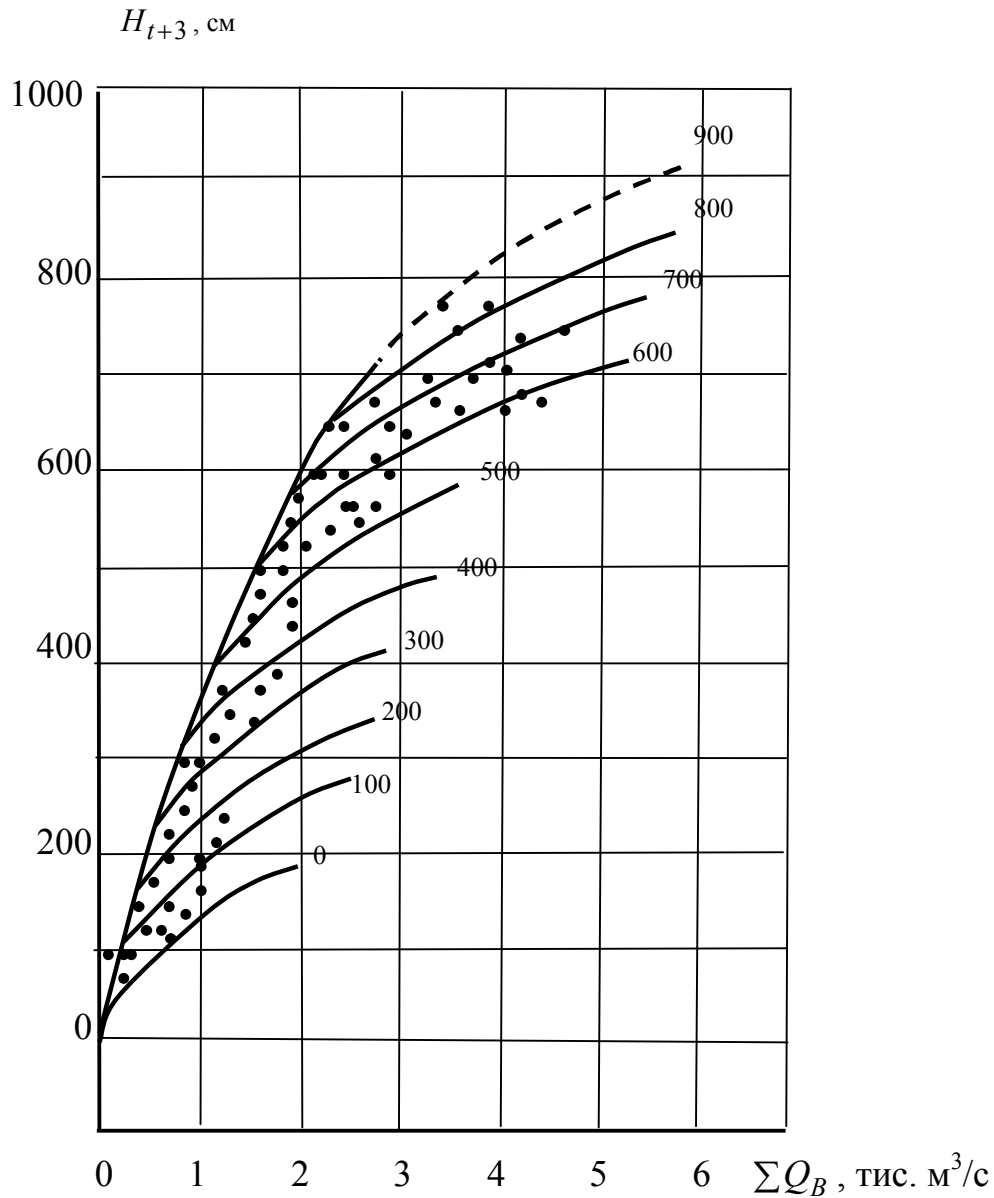


Рисунок 1.8 – Зв'язок рівнів води р. Ками біля с.Березняки з сумою відповідних витрат води верхніх створів

4.3. Уточнення прогнозу досягається способом поточної коректури, заснованої на співвідношеннях

$$H'_{H_t} = H_{H_t} \pm \Delta H_t; \quad (1.42)$$

$$Q'_{H_t} = Q_{H_t} \pm \Delta Q_t, \quad (1.43)$$

де  $H'_{n_t}$  і  $Q'_{n_t}$  - відкоректовані рівень і витрата води, які відповідають прогнозним величинам  $H_{n_t}$  і  $Q_{n_t}$  на дату  $t$  із розрахункового графіка;

$\Delta H_t$  і  $\Delta Q_{n_t}$  - зкоректовані похибки  $H_{n_t}$  і  $Q_{n_t}$ . Останні визначаються по похибках прогнозу у попередній момент часу  $t - \tau$ , тобто:

- для рівнів води

$$\Delta H_t = \Delta H_{t-\tau} \text{ або } \Delta H_t = f(\Delta H_{t-\tau}); \quad (1.44)$$

- для витрат води:

$$\Delta Q_t = \Delta Q_{t-\tau} \text{ або } \Delta Q_t = f(\Delta Q_{t-\tau}). \quad (1.45)$$

5. Завчасність прогнозу на *безприточній ділянці річки* дорівнює **часу добігання**  $\tau$  від верхнього створу до нижнього; *на приточній ділянці* завчасність дорівнює **мінімальному часу добігання** ( $\tau_{min}$ ) від верхніх вхідних створів до нижнього (замикаючого) ділянку.

Для збільшення завчасності прогнозів приточність іноді враховують не по рівню (витраті) води в створі з мінімальним часом добігання, а оцінюють за допомогою будь-якого її індексу, наприклад, по кількості стокоутворюючих опадів.

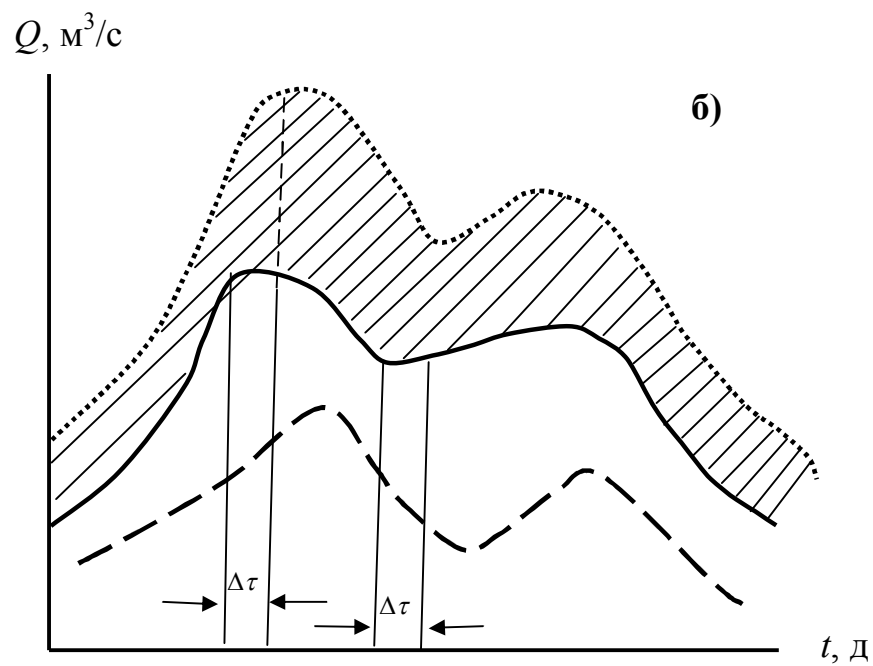
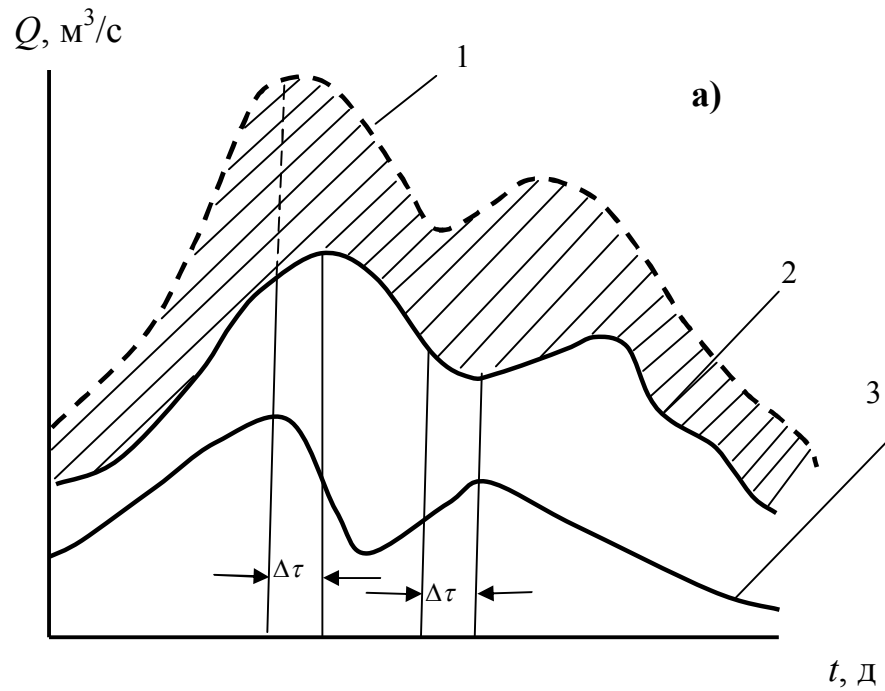
## 1.6 Визначення часу добігання води на приточній ділянці річки

Час добігання на приточній ділянці річки залежить окрім факторів, вказаних у (1.18), ще й від інтерференції паводкових хвиль, що приходять по основній річці і по притоках.

Часті випадки, коли пік паводка у нижньому створі спостерігається одночасно або раніше ніж на верхньому створі. Це випадки, коли паводки на притоках випереджують паводок на основній річці. Часто максимальні витрати у нижньому створі спостерігаються у момент, коли у верхньому створі відбувається спад. Це можливо, коли паводки на притоках проходять пізніше, ніж у верхньому створі ділянки річки. На рис.1.9 показана схема інтерференції хвиль на ділянці з однією притокою.

У випадку а) паводок на притоці випереджує паводок на основній річці, у випадку б) – запізнюється.

Для реалізації наведених вище залежностей відповідних витрат (рівнів) води необхідно мати **карту ізохрон руслового добігання**. Побудова карти ґрунтується на визначенні часу добігання на окремих безприточних ділянках річкової системи, що розташовані вище і нижче впадіння бокових приток. Потім переобчислюються швидкості добігання на безприточних (слабоприточних) ділянках.



- а) паводок на притоці випереджує паводок на основній річці;  
 б) паводок на притоці запізнюється від паводку на основній річці;  
 1 – паводок на притоці; 2 і 3 – паводок на основній річці вище та нижче  
 впадіння притоки, відповідно

Рисунок 1.9 – Схема інтерференції паводкових хвиль

Час добігання до замикаючого створу річкової системи визначається з урахуванням швидкості добігання по ділянках річок і приток. Наносячи на карту значення часу добігання до нижнього створу від створів, розташованих вище, як на основній річці, так і на притоках, проводять лінії рівних добігань – *ізохрони*.

Порядок визначення часу добігання і побудова ізохрон руслового добігання води ілюструються у прикладі 4.

#### Приклад 4

#### Визначення часу добігання води і побудова схеми ізохрон на приточній ділянці р. Самари від с.Коханівка до м.Новомосковська

**Завдання:** визначити час добігання і побудувати карта-схему ізохрон добігання води.

**Вихідні дані:** морфометричні і гідрографічні характеристики р.Самара.

#### **Порядок розрахунків:**

1. Ділянка р.Самари до м.Новомосковська приточна, нижче м.Павлограда у річку Самару впадає р.Вовча. Схема розташування гідрометричних створів надана у табл.1.5 і показана на рис.1.10.

Ділянки на р. Самарі між с.Коханівка і м.Павлоград і на р.Вовча між д.Покровська - м.Павлоград є слабоприточними. Дані про час добігання на цих ділянках наведені у табл.1.5. Тут не зупиняємось на розрахунку цих величин, оскільки про нього вже сказано вище (приклади 1, 2).

Таблиця 1.5 – Час добігання на ділянці річок Самари і Вовчій

Номер поста	Річка	Пост	Відстань від гирла (р.Дніпро), км	Довжина ділянки, км	Час добігання, д
1	Самара	с.Коханівка	704	121	4,4
2	Самара	м.Павлоград	583	105	
3	Самара	м.Новомосковськ	477		
4	Вовча	с.Покровське	701	124	2,4
5	Вовча гирло	м.Павлоград	577 553	24	

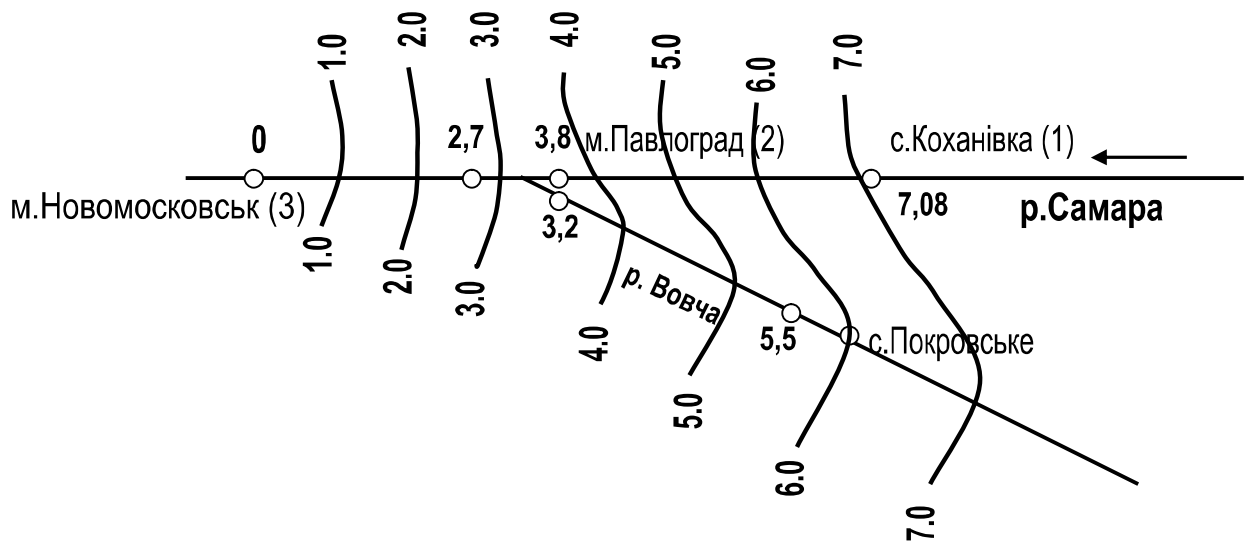


Рисунок 1.10 – Схема ізохрон добігання на приточній ділянці р.Самари

2. За даними табл.1.5 обчислюється швидкість добігання:

а) р.Самара, ділянка 1 -2 між с.Коханівка і м.Павлоград

$$v_{1-2} = L_{1-2} / \tau_{1-2} = 121 : 4.4 \approx 28 \text{ км/д,}$$

де  $L$  -довжина ділянки, а індекси – номери постів за табл.1.5;

б) р.Вовча, ділянка 5-4 між д.Покровська-м.Павлоград

$$v_{5-4} = L_{5-4} / \tau_{5-4} = 124 : 2.4 \approx 52 \text{ км/д.}$$

Велика різниця у швидкостях добігання по річках Самара і Вовча прояснюється особливостями заплав і русел цих річок. Заплава р.Вовчої переривчаста, лугова рівна; заплава р.Самари вище впадіння р.Вовчої ширша, заросла чагарником, нерівна, має багато стариць і проток. Нижче гирла р.Вовчої заплава р.Самари широка і покрита лісом.

3. Визначати швидкість добігання по р. Самарі на ділянці м.Павлоград-м.Новомосковськ як середню арифметичну зі швидкостей  $v_{1-2}$  і  $v_{5-4}$  було б невірною. Можна припустити, що на р.Самарі нижче впадіння р.Вовчої компенсується протилежний вплив на час добігання збільшення витрати води і зростання шорсткості заплави. Тому вище цього створу, тобто  $v_{2-3} = 26$  км/д. Швидкість на ділянці р.Вовчої нижче м.Павлограда приймаємо рівною 52 км/д. Використовуючи розрахункові значення швидкості добігання і дані табл.1.5 визначається час добігання до м.Новомосковськ. Результати розрахунку наведені у табл.1.6.

Таблиця 1.6 – Час добігання води на р.Самара до створа біля м.Новомосковська

Річка	Створ	Відстань до м.Новомосковськ, км	Час добігання, д
Самара	Гирло р.Вовчій	76	2,7
Самара	м.Павлоград	106	3,8
Самара	с.Коханівка	227	8,1
Вовча	м.Павлоград	100	2,7+0,5=3,2
Вовча	с.Покровське	224	3,2+2,4=5,6

4. Для побудови схеми ізохрон на карті-схемі ділянки (див.рис.1.10) виписуємо розрахункові значення часу добігання з табл.1.6 до створу біля м.Новомосковськ у вище розташованих пунктів і проводимо ізохрони добігання через добу, як це показано на рис.1.10.

### Приклад 5

#### Розробка методики прогнозів щоденних рівнів води на приточній ділянці річки

**Завдання:** Виконати розробку методики короткострокових прогнозів щоденних рівнів води на приточній ділянці річки Амур.

**Вихідні дані:** щоденні рівні води на ділянці р. Амур від с.Черняєво до с.Констянтинівка (гідрологічні щорічники за низку років); гідрографічні характеристики р.Амур.

#### **Порядок розробки методики:**

Розробка прогнозу методикою виконується за методом відповідних рівнів (витрат) води.

1. Ділянка Амура від с.Черняєво до с.Костянтинівка приточна; сама велика притока на ділянці – р.Зєя (рис.1.11).

Площа басейну до с.Костянтинівка – 737 тис.км<sup>2</sup>; площа басейну до верхнього створу – с.Черняєво – 442 тис. км<sup>2</sup>. Проміжна площа на цій ділянці складає 295тис.км<sup>2</sup>. Площа основного притоку р.Зєї до с.Мазанова – 199 тис. км<sup>2</sup>, що складає близько 67 % приросту площі басейну Амура на ділянці, що розглядається.

Амур від с.Серняєво тече у долині, яка після впадіння р.Зєї виходить на Зейсько-Бурейську рівнину. Заплава річки хвиляста, порізана ложбинами, які у період паводків заповнюються водою. Річка Зєя нижче с.Мазаново протікає у низьких берегах, має широку заплаву (до 5 км). Гідрографічні характеристики ділянок річок Амуру (від с.Черняєво до с.Костянтинівки) і Зєя (від с.Мазаново до м.Благовещенська) наведені у табл.1.7.

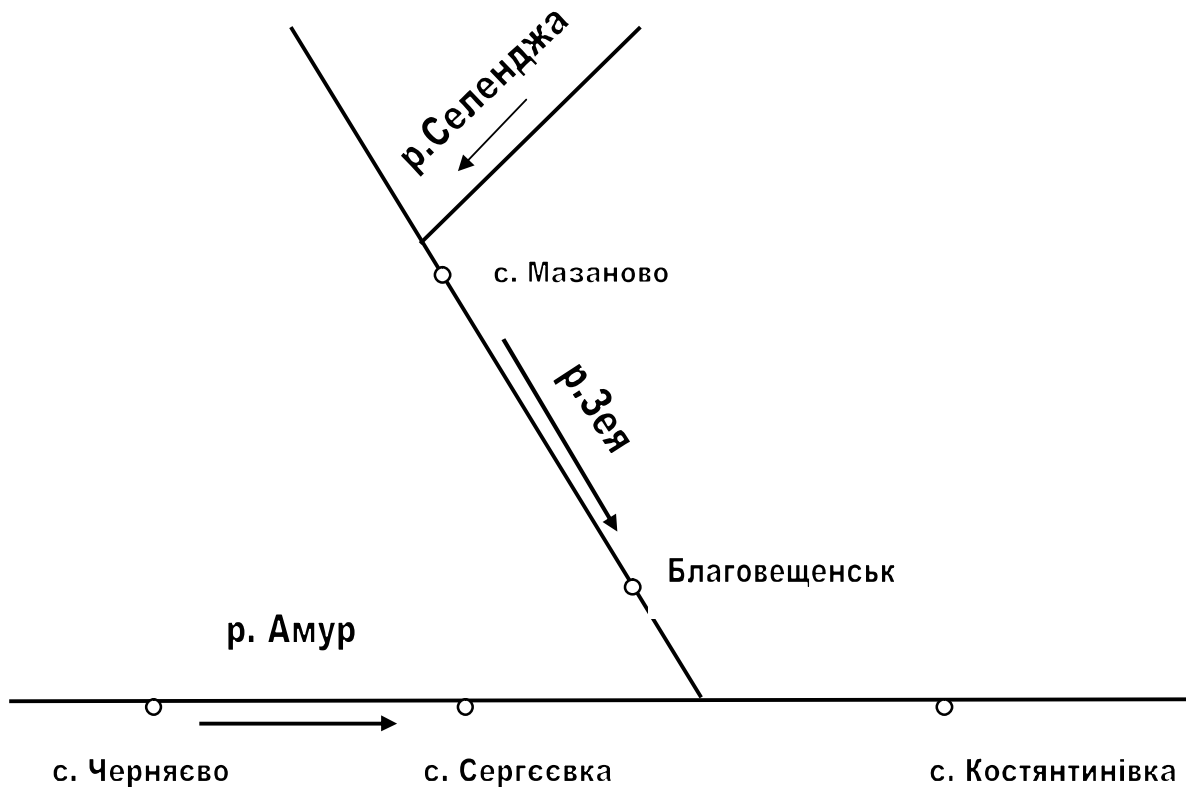


Рисунок 1.11 - Схема р. Амур з притокою р.Зеєю на ділянці с.Черняєво-с.Костянтинівка

Таблиця 1.7 – Гідрографічні характеристики ділянки р.Амур від с.Черняєво до с.Костянтинівка та ділянки р.Зея від с.Мазаново до м.Благовещенська

Річка	Пункт	Відстань від гирла, км	Площа водозбору, тис.км <sup>2</sup>	Довжина ділянки, км	Час добігання, д	Швидкість добігання, км/д
Амур	с.Черняєво	2401	442	378	2,4	158
Амур	с.Сергеевка	2023	491			
Амур	м.Благовещенськ	1960	496			
Амур	с.Костянтинівка	1838	737			
Зея	с.Мазаново	271	199	266	2,4	111
Зея	с.Білогор'є	48	229			
Зея	м.Благовещенськ	5,0	233			

2. Враховуючи викладені вище положення та використовуючи у якості вхідних створів пости біля с.Черняєво і с.Мазаново, можна одержати залежність відповідних рівнів води с достатньою завчасністю, тобто виконується побудова залежності вигляду

$$H_{K_t} = f(H_{Ч_{t-\tau_1}}, H_{M_{t-\tau_2}}),$$

де  $H_K, H_Ч$  - відповідно, рівні води р.Амур біля с.Костянтинівка і с.Черняєво;

$H_M$  - рівень води р.Зеї біля с. Мазаново;

$\tau_1$  - час добігання води на ділянці від с.Черняєво до с.Костянтинівка;

$\tau_2$  - час добігання води на ділянці від с.Мазаново м.Благовещенськ.

3. Час добігання визначається по середній швидкості на слабоприточних ділянках – це на р. Амур – від с.Черняєво до с.Сергієвка і на р.Зеї – від с.Мазаново до м.Благовещенськ (див.рис.1.11, табл.1.7).

Результати розрухнків дозволили зробити висновок, що час добігання на ділянці р.Амур від с.Черняєво до с.Сергієвка, який має широку заплаву, практично не залежить від рівня води і складає у середньому 2,4 доби, швидкість добігання – 158 км/д. Час добігання на ділянці р.Зеї м.Мазаново-м.Благовещенськ також дорівнює 2,4 доби, що складає швидкість 111 км/д (див. табл.1.7).

Час добігання на ділянці від с.Мазаново до гирла р.Зеї при середній швидкості 11 км/д складає 2,45 діб. Для ділянки річки Амур нижче впадіння р.Зеї до с.Костянтинівка  $\tau$  також розраховано по швидкості 11 км/д, оскільки заплава річки на цій ділянці за характером, широчині і ухилу ближче до р.Зеї. Тоді час добігання від с.Мазаново до с.Костянтинівка дорівнює:  $2,45+1,09=3,54 \approx 4$  доби.

Час добігання на ділянці р.Амур від с.Черняєво до гирла р.Зеї, згідно зі швидкістю 158 км/д, складає близько 3 доби ( $L=451$  км), а до с.Костянтинівка його можна прийняти рівним 4 доби, як і від с.Мазаново. Це дозволяє розробляти методику прогнозу рівнів води із завчасністю 4 доби.

При прийнятих допущеннях в оцінці часу добігання побудовано графік зв'язку відповідних рівнів води, наведений на рис.1.12.

4. При побудові графіка зв'язку  $H_{K_t} = f(H_{Ч_{t-4}})$  точки позначаються значеннями рівнів води р.Зеї біля с.Мазаново, а потім по них проводиться серія кривих. На рис.1.12 ці точки не показані. При більш детальній розробці слід було б для оптимального варіанту методики побудувати серію розрахункових графіків  $H_{K_t} = f(H_{Ч_{t-\tau_1}} > H_{M_{t-\tau_2}})$  для інших можливих



значень часу добігання  $\tau_1$  і  $\tau_2$  або навіть диференціювати час добігання по висоті рівня води.

5. Оцінка представлена на рис.1.12 залежності проводилась за даними за п'ять років (число перевірних прогнозів становило 1154). Забезпеченість допустимої похибки, яка дорівнює 76 см, у середньому складає 97 % при максимумі 100 % (два роки) і мінімум 86 % (один рік).

Оцінка зв'язку проводилась як і у прикладі 2. Завчасність прогнозу дорівнює 4 доби.

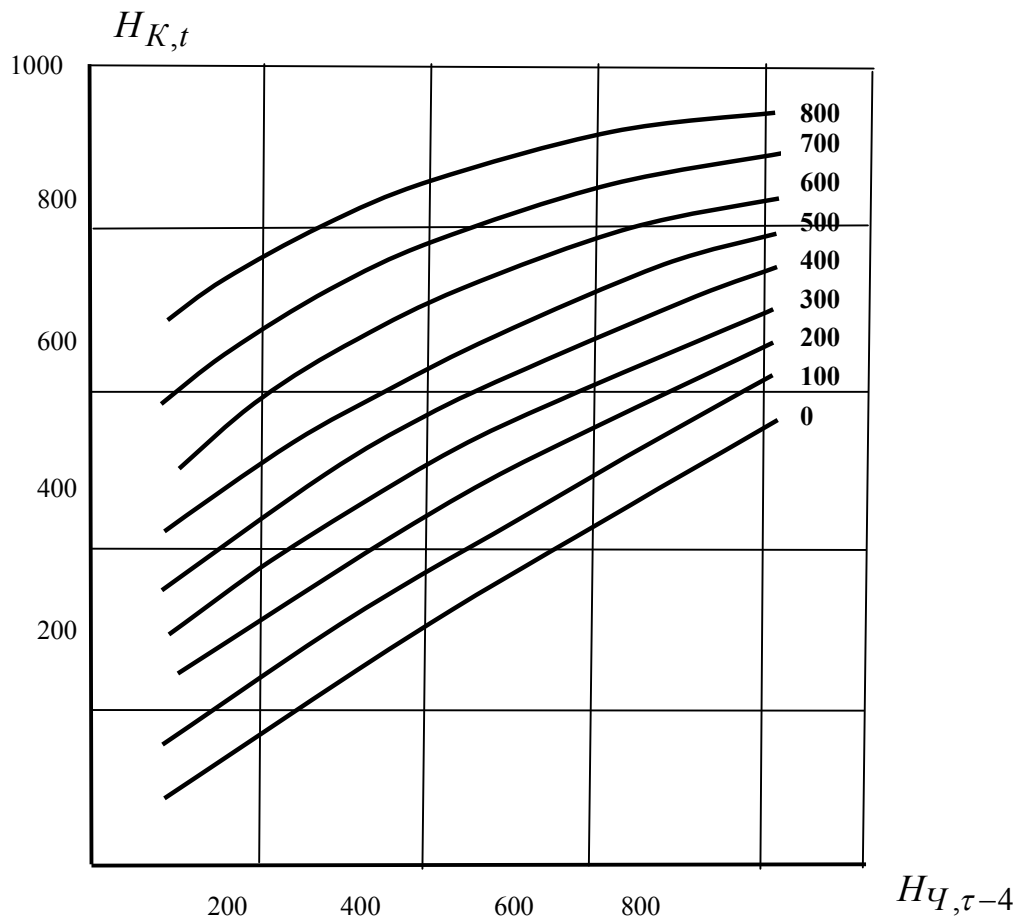


Рисунок 1.12 - Зв'язок між відповідними рівнями р.Амур у с.Костянтинівка ( $H_{K_t}$ ), с.Черняєво ( $H_{C_{t-4}}$ ) і р.Зеї біля с.Мазаново ( $H_{M_{t-4}}$ )

## Контрольні запитання до практичного заняття 1

1. Що є теоретичною основою метода відповідних рівнів (витрат) води?
2. Які існують методи визначення часу руслового добігання води?
3. Від яких факторів залежить час добігання на ділянці річки?
4. Як здійснюється визначення відповідних витрат і рівнів води на безприточній ділянці річки?
5. Чим визначається форма графіка відповідних рівнів води на безприточній ділянці річки?

## ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 2

### 2 МЕТОДИ РОЗРАХУНКУ РУСЛОВИХ ЗАПАСІВ ВОДИ ДЛЯ РІЧКОВОЇ СИСТЕМИ

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.

Кількість води в річковій мережі на момент часу  $t$  визначається як сума об'ємів води на окремих її ділянках

$$W_t = W_{1,t} + W_{2,t} + \dots + W_{n,t}, \quad (2.1)$$

де  $W_t$  - запас води в русловій мережі у момент  $t$ ;

$W_{i,t}$  - запас води на  $i$ -й ділянці розглядуваної системи у момент часу  $t$ ;

$n$  - число ділянок.

Об'єм води на ділянці  $W_{i,t}$ , який відповідає певному ступеню наповнення русла, може бути підрахований по **морфометричним** та **гідрологічним** даним.

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.

Так, наприклад, кількість малих річок у басейні р.Дніпро до м.Люєва перевищує 7 тисяч. Природно, що на переважній більшості річок немає річкових станцій, отже, відсутня інформація, необхідна для визначення запасів води в системі.

#### 2.1 Розрахунок руслових запасів по морфометричних даних

За наявності гідрометричної мережі об'єм води на ділянці річки можна визначити за формулою

$$W_i = \frac{\omega_n + \omega_g}{2} L = \bar{\omega} L, \quad (2.2)$$

де  $\omega_n, \omega_g$  - площа поперечного перерізу відповідно у нижньому та верхньому створах;

$L$  - довжина ділянки.

Площа поперечного перерізу на кожній ділянці річки визначається за графіком її зв'язку 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  $t$ .

В цей час визначення морфометричних характеристик взагалі виконується за їх значеннями, осередненими для окремих груп річок. Для кожної групи річок осереднюються всі наявні дані щодо площі поперечного перерізу потоку  $\omega_i$ , довжини річок  $L_i$  та кількості річок у групі -  $N_i$ .

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, взаємно пов'язані гідравлічні, гідрографічні та морфометричні характеристики.

У табл.2.1 надані співвідношення між довжиною річки та її порядком для річок рівнинних ландшафтів східної частини Європи (України, Росії та Білорусі).

За даними табл.2.1 можна встановити порядок річки та її довжину. Водотік  $n$ -го порядку є елементом системи – деякий відрізок загального протягу річок.

Таблиця 2.1 – Довжина річок та їх порядок по Н.О.Ржаницину

Довжина річки, $L_n$ , км	Порядок річки	Довжина річки, $L_n$ , км	Порядок річки	Довжина річки, $L_n$ , км	Порядок річки
<1	1	11-24	6	266-510	11
1,1-2,0	2	25-44	7	511-880	12
2,1-3,5	3	45-80	8	881-1570	13
3,6-6,5	4	81-147	9	1571-2800	14
6,6-10	5	148-265	10	2801-4620	15

Середня довжина потоку  $n$ -го порядку  $\ell_n$  дорівнює різниці середньої довжини річок  $n$ -го порядку та  $(n-1)$ -го порядків:

$$\ell_n = L_n - L_{n-1}. \quad (2.3)$$

Визначивши характеристики потоків та їх кількість у групі кожного порядку, можна приблизно обчислити запас води в русловій мережі  $n$ -го порядку за виразом

$$W = \ell_1 \omega_1 N_1 + \ell_2 \omega_2 N_2 + \dots + \ell_n \omega_n N_n = \sum_{n=1}^S \ell_n \omega_n N_n, \quad (2.4)$$

де  $\ell_1, \ell_2, \dots, \ell_n$  і  $\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n$  - середні значення довжини та площі поперечного перерізу потоків від 1-го до  $n$ -го порядків;

$N_1, N_2, \dots, N_n$  - кількість потоків від 1-го до  $n$ -го порядків;

$S$  - максимальний порядок потоку даної річкової мережі, тобто порядок цієї мережі.

Узагальнюючи морфологічні залежності Н.О.Ржаніцина, Ю.В.Горбунов одержав формули, які пов'язують характеристики водотоків різних порядків [7]

$$\ell_n = \ell_{n+a} / K_1^a, \quad (2.5)$$

$$N_n = \frac{2,077 - 0,077n}{2,077 - 0,077(n+a)} N_{n+a} K_2^a = \xi_n K_2^a N_{n+a}, \quad (2.6)$$

$$\omega_n = 0,013^{0,83^n - 0,83^{n+a}} \omega_{n+a} / 2,1^a, \quad (2.7)$$

де  $\ell_n$  і  $\ell_{n+a}$ ,  $N_n$  і  $N_{n+a}$ ,  $\omega_n$  і  $\omega_{n+a}$  - відповідно довжина, кількість і середня площа живого перерізу водотоків  $n$ -го та  $(n+a)$ -го порядків;

$\xi_n = (2,077 - 0,077n) / [2,077 - 0,077(n+a)]$  - коефіцієнт, який враховує зміни співвідношення між кількістю водотоків суміжних порядків в міру зростання порядку системи;

$K_1$  - найбільш ймовірне значення відношення довжини потоків двох суміжних порядків у даній річковій мережі, яке звичайно **називається коефіцієнтом довжини**;

$K_2$  - найбільш ймовірне значення відношення числа потоків однакового порядку в річкових мережах двох суміжних порядків, яке інколи називається **коефіцієнтом біфуркації**.

Приклади розрахунків руслових запасів води надані у вправі 3.1 [3].

Наведені вище формули, які враховують побудову руслової мережі, визначають не дійсні руслові запаси, а геометричний об'єм річкової мережі, який відповідає розрахунковому рівню води на ділянці. Фактично, це об'єм не завжди зайнятий водою, оскільки вода на спаді паводків із малих

річок швидко стікає у русло, яке знаходиться нижче. У межень вода знаходиться у постійно діючих руслах, таким чином розрахунок руслових запасів за формулами Н.О.Ржаніцина Ю.В.Горбунова та інших авторів може дати перебільшені результати.

Нижче наводиться приклад розрахунку руслових запасів води, який виконаний за формулами Ю.В.Горбунова та представлений в [4].

### Приклад 1

#### Розрахунок запасів води в русловій мережі за морфометричними даними (спосіб Ю.В.Горбунова)

**Завдання:** скласти формулу для розрахунку запасів води в русловій мережі р.Вятка до п.Березові Пожени.

**Вихідні дані:** З довідника «Ресурсы поверхностных вод. Гидрологическая изученность» (т.11, вип.1) і «Гидрологический ежегодник» (т.4, вип.5-7) одержуються основні гідрологічні та гідрографічні характеристики річок басейну р.Вятка. Загальна площа басейну р.Вятка складає 129000 км<sup>2</sup>, довжина річки – 1314 км. Річкову мережу р.Вятка складають більш ніж 20000 водотоків загальною довжиною близько 70000км. В довіднику відсутні дані для річок довжиною менш ніж 10 км. Всі водотоки басейну р.Вятка довжиною більш 10 км перелічені у табл.2 довіднику «Гидрологическая изученность».

#### **Послідовність розрахунків.**

1. Відповідно табл.2.1 визначаються порядки потоків в залежності від їх довжини (див. табл.2.2, графи 1, 2). Річка Вятка має 13-й порядок, а її головні притоки – 11-й. Річок 12-го порядку в річковій мережі Вятки немає. За даними табл.2 Довідника «Гидрологическая изученность» визначаються кількість річок кожного порядку від 6-го і вище та їх загальна довжина (табл.2.2, графи 3 та 4). Середня довжина річок  $n$ -го порядку ( $L_n$ ) обчислюється в графі 5 табл.2.2.

2. Кожна річка  $n$ -го порядку становить низку річкових ділянок (потоків) від 1-го до  $n$ -го порядків. Кількість потоків кожного порядку можна обчислити, як що відома кількість річок відповідних порядків

$$N_n = N'_n + N'_{n+1} + N'_{n+2} + \dots + N'_s, \quad (2.8)$$

де  $N'_s$  - кількість річок головного порядку ( $N'=13$ ).

Кількість потоків кожного порядку (графа 7) отримується як сума даних графі 3, починаючи з вищого порядку (13-го).

Таблиця 2.2 – Розрахунок морфометричних характеристик річкової мережі р.Вятка (річка 13-го порядку, площа водозбору  $F=129000 \text{ км}^2$ )

Довжина річки, $L$ , км	Порядок річки (поток), $n$	Число річок кожного порядку, $N'_n$	Довжина річок кожного порядку, $\sum L_n$ , км	Середня довжина річки $L_n = \frac{\sum L_{n,i}}{N'_n}$ , км	Середня довжина потоку, $\ell_n = L_n - L_{n-1}$ , км	Число потоків кожного порядку $N_n = N'_n + N'_{n+1} + \dots + N'_{13}$	Сумарна довжина потоків, $\ell_n N_n$ , тис.км	Площа поперечного перерізу потоку у долях площі перерізу потоку 8-го порядку в (2.7)
<1	1	не має даних			0,4	80000	32,0	0,0005
1,1-2	2	-«-			0,7	32000	22,4	0,0015
2,1-3,5	3	-«-			1,3	12000	15,6	0,0054
3,6-6,5	4	-«-			2,3	5000	11,5	0,020
6,6-10	5	-«-			4,5	1700	7,6	0,053
11-24	6	491	8370	17,1	8,2	767	5,7	0,145
25-44	7	183	5945	32,5	15,4	276	4,2	0,39
45-80	8	57	3543	62,2	29,7	93	2,8	1,0
81-147	9	20	2201	110	48,0	36	1,7	
148-265	10	11	2091	190	80,0	16	1,3	
266-510	11	4	1496	374	184	5	0,9	
511-880	12	0	0	0	294	1	0,3	
881-1570	13	1	1314	1314	398	1	0,4	

Середня довжина потоків з 11-го по 6-й порядок розраховується за формулою (2.3), графа 6:

$$\ell_n = L_n - L_{n-1}$$

Довжина потоків 13-го і 12-го порядків (межа між потоками цих порядків призначена умовно у місці впадіння в р.Вятка р.Пижма – (11-го порядку) визначається за даними довідника.

Значення  $\ell_n$  і  $N_n$  для потоків 1-5-го порядків визначаються за екстраполяцією залежностей  $\ell_n = f(n)$  і  $N_n = f(n)$ , побудованих для потоків великого порядку (рис.2.1).

Підсумкова довжина водотоків кожного порядку в мережі 13-го порядку надається у графі 8 як добуток  $\ell_n N_n$ .

3. Для оцінки запасів води в річковій мережі р.Вятка за формулою (2.4) використовується вираз:

$$W_{1-13} = 32 \omega_1 + 22,4 \omega_2 + 15,6 \omega_3 + 11,5 \omega_4 + 7,6 \omega_5 + 5,7 \omega_6 + 4,2 \omega_7 + 2,8 \omega_8 + 1,7 \omega_9 + 1,3 \omega_{10} + 0,9 \omega_{11} + 0,3 \omega_{12} + 0,4 \omega_{13}, \quad (2.9)$$

де  $W$  - об'єм руслових запасів води, км<sup>3</sup>;

$\omega_i$  - середні площа поперечного перерізу потоку  $i$ -го порядку ( $i=1, \dots, 13$ ), тис.км<sup>2</sup>.

Для визначення площі поперечного перерізу потоку використовуються залежності  $\omega$  від рівня води  $H$  на гідрологічних постах в басейні р.Вятка [4]. Залежності  $\omega = f(H)$  будуються завчасно за даними таблиці вимірюваних витрат води (опублікованих в «Гидрологических ежегодниках», але 90 % таких залежностей в басейні р.Вятка належать потокам 8-13 порядків. Площу поперечного перерізу потоку кожного порядку здобуто шляхом осереднення  $\omega$  для усіх потоків  $n$ -го порядку (в даному випадку для річок 8-13 порядків).

Розрахунок  $\omega$  в малих потоках здійснюється за формулою (2.7) (графа 9, табл.2.2). Оцінка руслових запасів води в потоках з 1-го по 7-й порядок виконується відносно площі перерізу потоку 8-го порядку. За добуток даних граф.9 і 8 (див. табл.2.2) маємо співвідношення:

$$W_n = k \omega_8, \quad (2.10)$$

де  $k$  - добуток із табл.2.3.



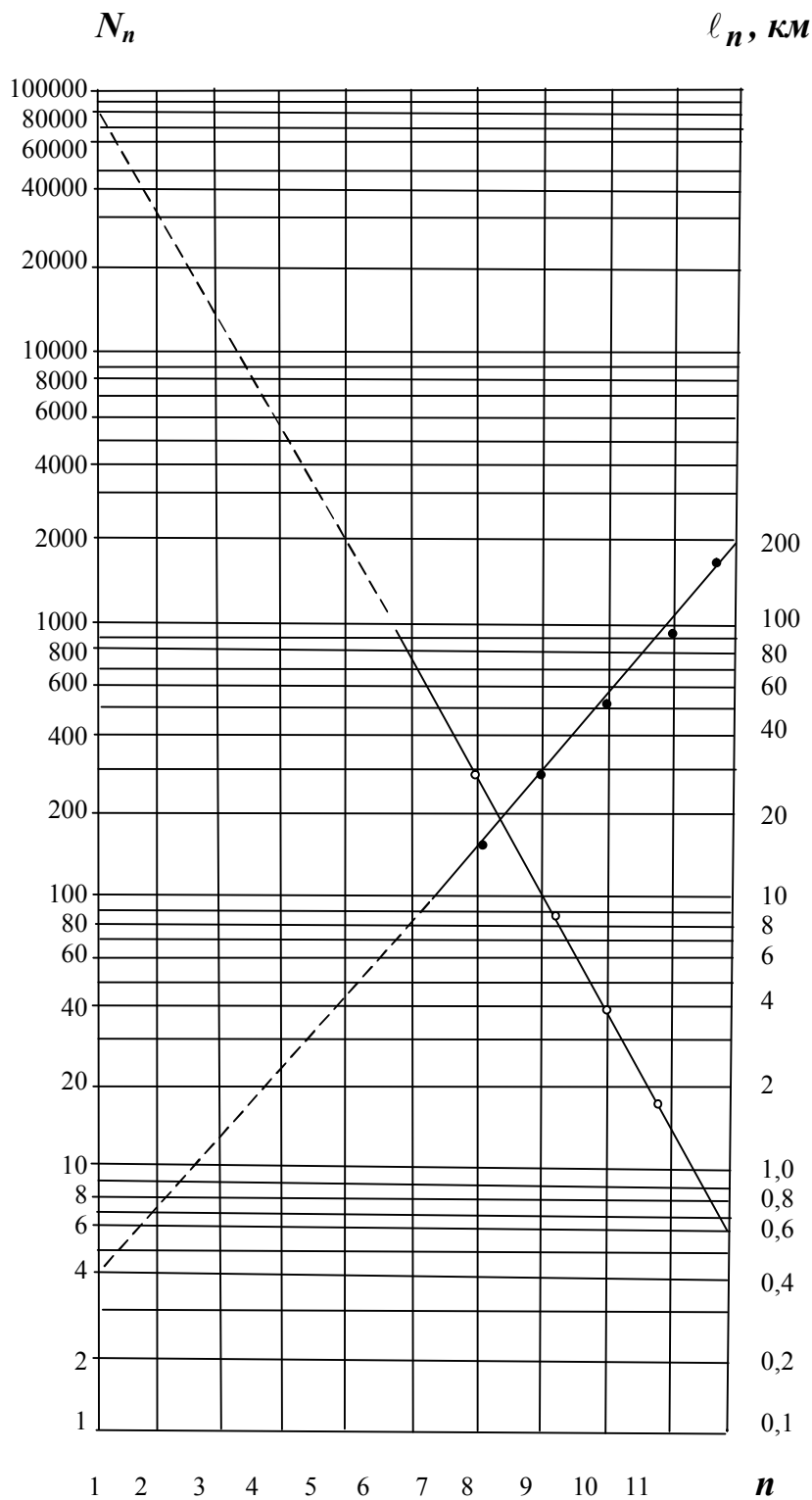


Рисунок 2.1 – Схема екстраполяції числа  $N_n$  (1) і середньої довжини  $l_n$  (2) потоків річкової мережі р. Вятка

Таблиця 2.3 – Значення коефіцієнтів  $k$  в залежності (2.10) для потоків від 1 до 7-го порядків в басейні р. Вятка

Порядок потоку	Значення коефіцієнту $k$	Порядок потоку	Значення коефіцієнту $k$
1	0,016	5	0,40
2	0,034	6	0,83
3	0,084	7	1,66
4	0,23		

Сумарний запас води в потоках малого порядку від 1 до 7-го буде до-рівнювати:

$$W_{1-7} = 3,24 \omega_8.$$

Якщо підставити останнє співвідношення для  $W_{1-7}$  у формулу (2.9), отримуємо рівняння для розрахунку запасів води в річковій мережі р.Вятка на дату  $t$ :

$$W_{1-13} = 6,04 \omega_8 + 1,7 \omega_9 + 1,3 \omega_{10} + 0,9 \omega_{11} + 0,3 \omega_{12} + 0,4 \omega_{13}. \quad (2.11)$$

Приклад розрахунку запасів води для р. Вятка на 30.04.57р. надано у табл.2.4 [4]. Підсумковий запас води  $W_{1-13}$  складає  $6,15 \text{ км}^3$ , причому бли-зько 80 % запасів води зосереджені в ділянках середніх та великих річок (в потоках 10-13 порядків).

Таблиця 2.4 – Розрахунок запасів води у річковій мережі р. Вятка 30.04.1957 р. за формулою (2.11)

Річка - пост	Рівень води, $H$ , см	Площа поперечного перерізу, $\omega = f(H)$ , $\text{м}^2$
Потоки 8-го порядку		
Федорівка-с.Комарово	454	130
Біла Холуниця-с.Климовка	268	78
.....		
Середня площа поперечного перерізу, $\omega_8 = 119, \text{ м}^2$		
Запас води, $W_{1-8} = 6,1 \cdot 10^{-3} \omega_8 = 0,73, \text{ км}^3$		

## Продовження табл.2.4

Річка - пост	Рівень води, $H$ , см	Площа поперечного перерізу, $\omega = f(H)$ , м <sup>2</sup>
Потоки 9-го порядку		
Вятка-с.Красногліне	364	186
Летка-с.Летка	372	106
.....		
Середня площа поперечного перерізу, $\omega_9=388$ , м <sup>2</sup>		
Запас води, $W_9 = 1,7 \cdot 10^{-3} \omega_9=0,96$ , км <sup>3</sup>		
Потоки 10-го порядку		
Вятка-с.Єскатеринінське	564	920
Кобра-с.Тюрюхани	316	310
.....		
Середня площа поперечного перерізу, $\omega_{10} = 988$ , м <sup>2</sup>		
Запас води, $W_{10} = 1,3 \cdot 10^{-3} \omega_{10} = 1,30$ , км <sup>3</sup>		
Потоки 11-го порядку		
Вятка-с.Усатівське	466	730
Чепца-с.Градобій	860	1470
.....		
Середня площа поперечного перерізу, $\omega_{11} = 955$ , м <sup>2</sup>		
Запас води, $W_{11} = 0,9 \cdot 10^{-3} \omega_{11} = 0,86$ км <sup>3</sup>		
Потоки 12-го порядку		
Вятка-м.Кіров	408	2440
Вятка-м.Котельнич	553	4020
.....		
Середня площа поперечного перерізу, $\omega_{12}, \text{ м}^2 = 3230$		
Запас води, $W_{12} = 0,3 \cdot 10^{-3} \omega_{12} = 0,97$ км <sup>3</sup>		
Потоки 13-го порядку		
Вятка-м.Аркуль	624	3580
Вятка-с.В.Перескоки	886	4000
.....		
Середня площа поперечного перерізу, $\omega_{13}, \text{ м}^2 = 4085$		
Запас води, $W_{13} = 0,4 \cdot 10^{-3} \omega_{13}, \text{ км}^3=1,63$		
Сумарний запас води		
$W_{1-13} = \sum_1^{13} W_n = 6,15 \text{ км}^3$		

## 2.2 Розрахунок руслових запасів води за гідрометричними даними

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

1. За рівнянням водного балансу для ділянки річки

$$\Delta W = [Q_n - (Q_v + Q_{np})] \Delta t, \quad (2.12)$$

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

$Q_n, Q_v, Q_{np}$  - відповідно витрати води у нижньому і верхньому створах та боковий приток.

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

$$W = f(Q_{сеп}), \quad (2.13)$$

де  $Q_{сеп}$  - середня витрата води на ділянці річки 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 притоку [8]. На безприточній ділянці за наявності на її кінцях гідрометричних створів середня витрата води визначається:

$$Q_{сеп} = \frac{Q_v + Q_n}{2}; \quad (2.14)$$

за наявності тільки одного створу:

$$Q_{сеп} = k Q_n, \quad (2.15)$$

де  $k$  - часто дорівнює 0,5.

У ряді випадків середня витрата води на ділянці річки може визначатись як середньозважена:

$$Q_{сеп} = k Q_v + (1 - k) Q_n. \quad (2.16)$$

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

В практичних розрахунках середня витрата води на приточній ділянці визначається як

$$Q_{сер} = \frac{Q_v + Q_n + Q_{пр}}{2}. \quad (2.17)$$

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 (2.11) підраховується зміна руслових запасів води  $\Delta W$ . Криві об'ємів для кожного паводка зводять до єдиної узагальненої кривої, як буде показано нижче у прикладі 2.

2. За приблизною залежністю

$$W = \bar{\tau} Q_{сер}, \quad (2.18)$$

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

$Q_{сер}$  - середня витрата води на ділянці.

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

$$W_t = \frac{Q_{н,t}}{2} \bar{\tau}. \quad (2.19)$$

На приточній ділянці

$$W_t = \frac{Q_n + \sum_1^m Q_{пр}}{2} \bar{\tau}, \quad (2.20)$$

де  $\bar{\tau}$  - час добігання, який визначається як середнє арифметичне із величин часу добігання від верхніх створів до нижнього

$$\bar{\tau} = \frac{\sum_1^m \tau_i}{m}, \quad (2.21)$$

або як середнє зважене;

$m$  - число верхніх (вхідних) створів.

3. За витратами води в замикаючому створі річки під час спаду повні (паводка), коли нема значного притоку з поверхні басейну та йде висна-

ження руслових запасів води. Для цих випадків справедливе співвідношення

$$(W_t - W_\Gamma) / 86400 = \sum_t^{t_{cn}} (Q_t - Q_\Gamma), \quad (2.22)$$

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

$t_{cn}$  - тривалість спаду, д;

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

$Q_\Gamma$  - середньодобова витрата води ґрунтового живлення за час  $(t_{cn} - t)$ ;

$W_\Gamma$  - об'єм води в руслі за рахунок ґрунтового живлення

$$W_\Gamma = Q_\Gamma (t_{cn} - t). \quad (2.23)$$

Виконуючи ряд розрахунків за формулою (2.22), можна побудувати криву руслових запасів води у всій річковій системі:

$$W = f(Q_t) \text{ або } W_t = f(Q_t - Q_\Gamma).$$

Підсумування  $\Delta W$  ведеться в зворотному напрямку в сторону ранніх дат (див. приклад 2).

Розрахунок за формулою (2.22) принципово дає дійсні запаси води у всій русловій системі, але за відсутності притоку води зі схилів за весь період спаду паводка (повені).

4. Спосіб Р.О. Нежиховського, який поєднує при розрахунку руслових запасів води морфометричні та гідрометричні дані. За цим способом запаси води у руслі визначаються окремо для річок великих (довжиною більше ніж 100-150 км), середніх (від 10 до 100-150 км) та малих (до 10 км, включаючи водотоки у балках та ярах).

Запас води в русловій системі великих річок визначається за рівнянням (2.12)

Для підрахунку запасів води в мілкій та середній русловій мережі автор використовує морфометричні характеристики – довжину та площу.

До кожної групи віднесені річки, обмежені створами, віддаленими від витoku на 10, 20 і т.д. км. Для визначення запасів води в середніх та малих річках запропонована формула

$$W_{0-100} = \frac{q_{сер}}{V_{сер}} (0,5 f_0 n_0 + f_{10} n_{10} + \dots + f_{90} n_{90} + 0,5 f_{100} n_{100}) 10^4, \quad (2.24)$$

де  $q_{сер}$  та  $V_{сер}$  - осереднені по басейну модуль стоку та швидкість руху води в руслах річок;

$n_0, n_{10}, \dots, n_{100}$  - число створів, віддалених від витоків на відстань 0, 10, ..., 100 км;

$f_0, f_{10}, \dots, f_{100}$  - середня площа водозборів для цих же градацій від витоків.

Число рівновіддалених створів  $n_i$ , які попали в кожену групу з довжиною більше ніж 10 км, визначається за даними матеріалів довідника з водних ресурсів. Підрахунок же числа річок з довжиною менше ніж 10 км утруднений через обмеженість відомостей про них. Для оцінки їх кількості запропонована табл.2.5 [4].

Таблиця 2.5 – Кількість малих річок ( $i < 10$  км) для європейської частини СНД на 1000 км<sup>2</sup> площі

Природна зона	Рельєф басейну	
	горбиста рівнина та низовина	височина, км
тундрова	122	137
лісова	150	160
лісостепова	69	85
степова	30	35
напівпустинна	25	30

Для визначення середньої площі водозбору ( $f_i$ ) запропонована залежність

$$f_i = 0,58 i^{1,78}, \quad (2.25)$$

де  $f_i$  - середня площа водотоку кожної  $i$ -ої градації.

Середня швидкість течії  $\bar{V}$  задана функцією

$$\bar{V} = 0,75 a Q_m^{0,25} I^{0,38}, \quad (2.26)$$

де  $Q_m$  - середня багаторічна максимальна витрата води, м<sup>3</sup>/с;

$I$  - середньозважений ухил річки від витоків до пункту спостережень, ‰;

$a$  - параметр, який визначається для річок з площею водозбору від 200 до 5000 км<sup>2</sup> за табл.2.6 [4].

Таблиця 2.6 – Параметр  $a$  у формулі (2.26) для річок європейської частини СНД

Характеристика заплави	Морфометрична характеристика річки		$a$
	відношення <sup>x)</sup>	відношення <sup>xx)</sup>	
дуже велика	400/250	40/30	0,12/0,14
велика	200/150	25/20	0,15/0,16
середня	100/70	15/10	0,19/0,22
невелика	40/20	5,0/2,0	0,26/0,30
відсутні	15/5,0	1,3/1,1	0,32/0,35

Примітка: <sup>x)</sup> – відношення середньої ширини до середньої з максимальних глибин (у повінь);

<sup>xx)</sup> – відношення середньої ширини у повінь до середньої ширини у межень.

Для розрахунку руслових запасів у великій русловій мережі її поділяють на окремі ділянки, бажано без притокні, зі створами спостережень на кінцях ділянок чи з одним створом у середині ділянки.

Визначення запасів води на різних ділянках великої руслової мережі звичайно ведеться за гідрометричними даними як добуток середнього часу добігання на середню витрату води на ділянці, яка обчислена з урахуванням характеру бокового притоку на неї (розподіленого або зосередженого).

Приклади побудови кривої руслових запасів води на ділянці річки та обчислення запасів води в річковій системі надані нижче (приклади 2 та 3).

## Приклад 2

### 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 білянці р.Десна.



**Розв'язок:** 1) На ділянці р.Десна від м.Розльоти до м.Чернігів впадає притока р.Сйм 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:

$$\Delta W = [Q_C - (Q_P + Q_M)]\Delta t, \quad (2.27)$$

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

2) Вибираємо декілька років з найбільш інтенсивним спадом весняної повені – 1971, 1977, 1979, 1986 рр. В такі роки формування стоку визначається взагалі вичерпуванням руслових запасів води.

Необхідно для побудови кривої руслових запасів розрахунки надані у табл.2.7 (приклад для 1971 р.). Приймаючи  $\Delta t = 1$  доби, визначаємо зміну руслових запасів за добу  $\Delta W$  (графа 6, табл.2.7) та об'єм води на ділянці, розрахований як сума  $\Delta W$  від кінця спаду до піку повені -  $\sum \Delta W / 86400$  (графа 7). У графі 8 обчислюємо середню витрату води на ділянці

$$\bar{Q} = 0,5(Q_C + Q_P + Q_M). \quad (2.28)$$

3) За даними табл.2.7 (графи 7 і 8) будуємо криві  $W = f(\bar{Q})$  за вказані роки, поєднуючи їх на одному графіку (рис.2.2). Потім на осі  $\bar{Q}$  обираємо витрату води, близьку до середньої ( $\bar{Q}_{сер} = 1000 \text{ м}^3/\text{с}$ ) і визначаємо по кривих відповідний їй об'єм води. По цих значеннях обчислюємо середній об'єм води  $W_{сер} = 13500 \text{ м}^3/\text{с}$  (як середнє арифметичне) і проводимо вертикальне зміщення кривих відносно цієї точки.

Одержимо пучок кривих, через який проводимо середню лією, вонба і є розрахунковою кривою руслових запасів води (рис.2.3).

Час руслового добігання за рівнянням (2.18) дорівнює  $\tau = \Delta W / \Delta Q$ , тобто є тангенсом кута нахилу дотичної до кривої  $W = f(\bar{Q})$  для даної витрати води  $Q$ . Тому розбиваємо криву  $W = f(\bar{Q})$  на відрізки, близькі до прямих (рис.2.4) та у кожному інтервалі  $Q$  визначаємо  $\tau$  як відношення  $\Delta W / \Delta Q$  (табл.2.8). Обчислюємо середні витрати води по відрізках ( $Q_{сер}$ ) та будуємо криву  $\tau = f(Q_{сер})$  (рис.2.5).

Таблиця 2.7 – 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.2.7

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.2.7

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	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/VІ	332	160	48,8	123	876	270
	3/VІ	317	158	48,4	111	753	262
	4/VІ	302	155	49,2	97,8	642	253
	5/VІ	291	152	49,6	89,4	544	246
	6 /VІ	284	149	49,6	85,4	455	241
	7/VІ	274	146	49,6	78,4	369	235
	8/VІ	269	145	49,2	74,6	291	232
	9/VІ	263	142	48,4	72,6	216	229
	10/VІ	257	138	47,5	71,4	149	221
	11/VІ	252	133	45,8	72,2	72,2	216

Таблиця 2.8 – Час добігання на р.Десна на ділянці  
с.Розльоти-м.Чернігів

Номер	Інтервал, $Q$ , м <sup>3</sup> /с	$\Delta Q$ , м <sup>3</sup> /с	$\Delta W / 86400$	$\tau = \Delta W / 86400 \Delta Q$	$\bar{Q}$ , м <sup>3</sup> /с
1	50-700	650	13000	20,0	375
2	701-880	180	2500	14,0	790
3	881-1100	220	2000	9,1	990
4	1101-1300	200	1200	6,0	1200
5	1301-1500	200	800	4,0	1400

### Приклад 3

#### Визначення запасів води в річковій мережі за рівнянням водного балансу

**Вихідні дані:** витрати води р.Десна у створах, що показані на рис.2.6 і у табл.2.9 за даними гідрологічних щорічників.

**Завдання:** визначити час добігання та руслові запаси води в річковій мережі р.Десна до м.Чернігова на 1/VII, 1/VIII, 1/IX 1979 р.

#### **Порядок розрахунків:**

1.Складається формула для розрахунку запасів води в річковій мережі за формулою (2.1)

Річкова мережа розподіляється на ділянки в залежності від розміщення гідростворів, що мають спостереження за витратами води (рис.2.6 і табл.2.10).

Час добігання визначається як середній на ділянці ( $\tau_i$ ) за формулою (2.21), графа 3 табл.2.10.

Запас води на ділянці визначається за формулою (2.18)

$$W_i = Q_{сер_i} \bar{\tau}_i, \quad (2.29)$$

де  $Q_{сер_i}$  - середня витрата води на ділянці, яка визначається за формулою (2.17)

$$Q_{сер_i} = 0,5(Q_{ни_i} + Q_{в_i} + Q_{пр_i});$$

$Q_{ни_i}$ ,  $Q_{в_i}$ ,  $Q_{пр_i}$  - витрати води в нижньому, верхньому створах та при-  
тоці.

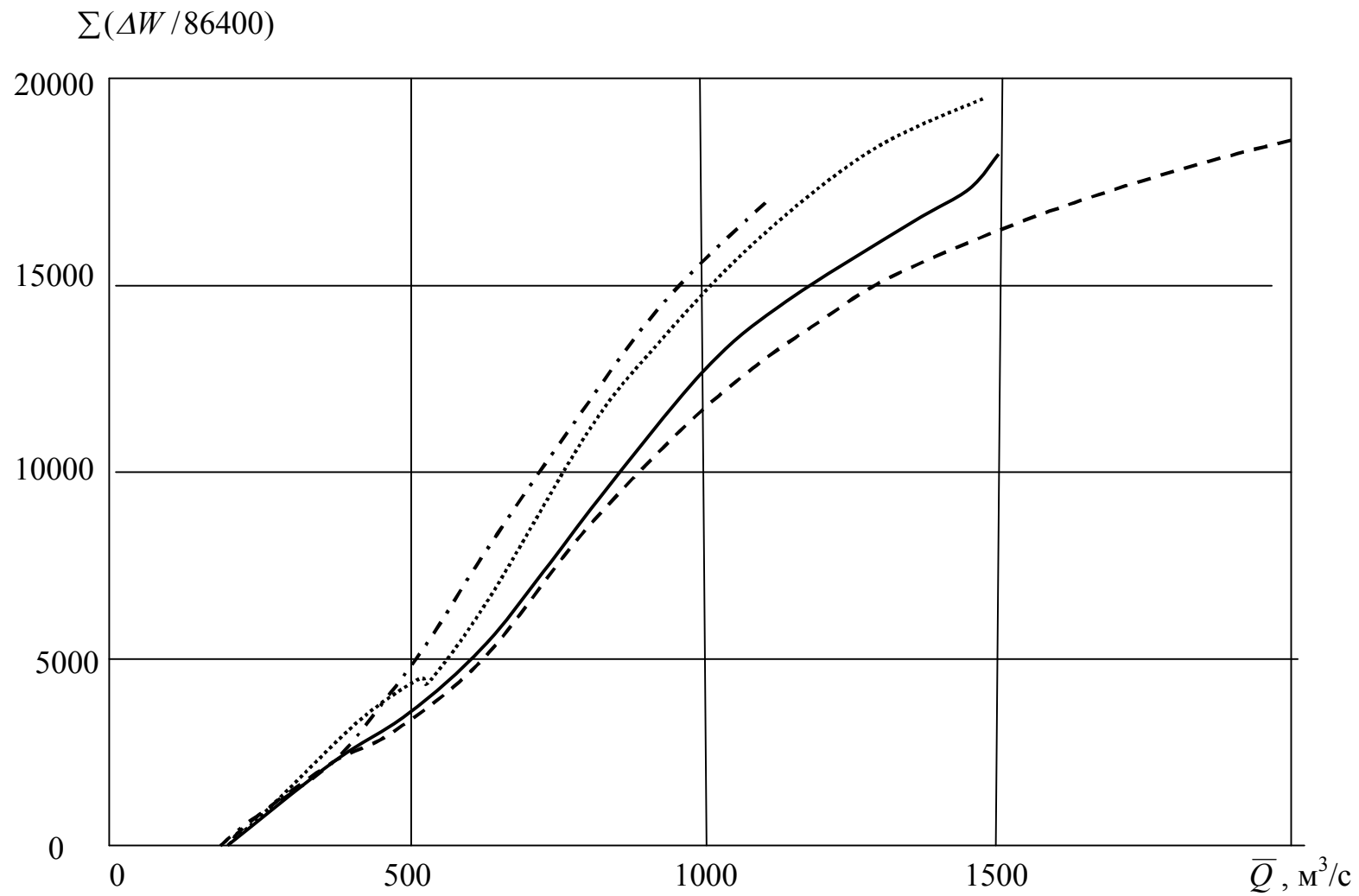


Рисунок 2.2 – Криві запасів води в руслі р.Десна на ділянці с.Розльоти-м.Чернігів

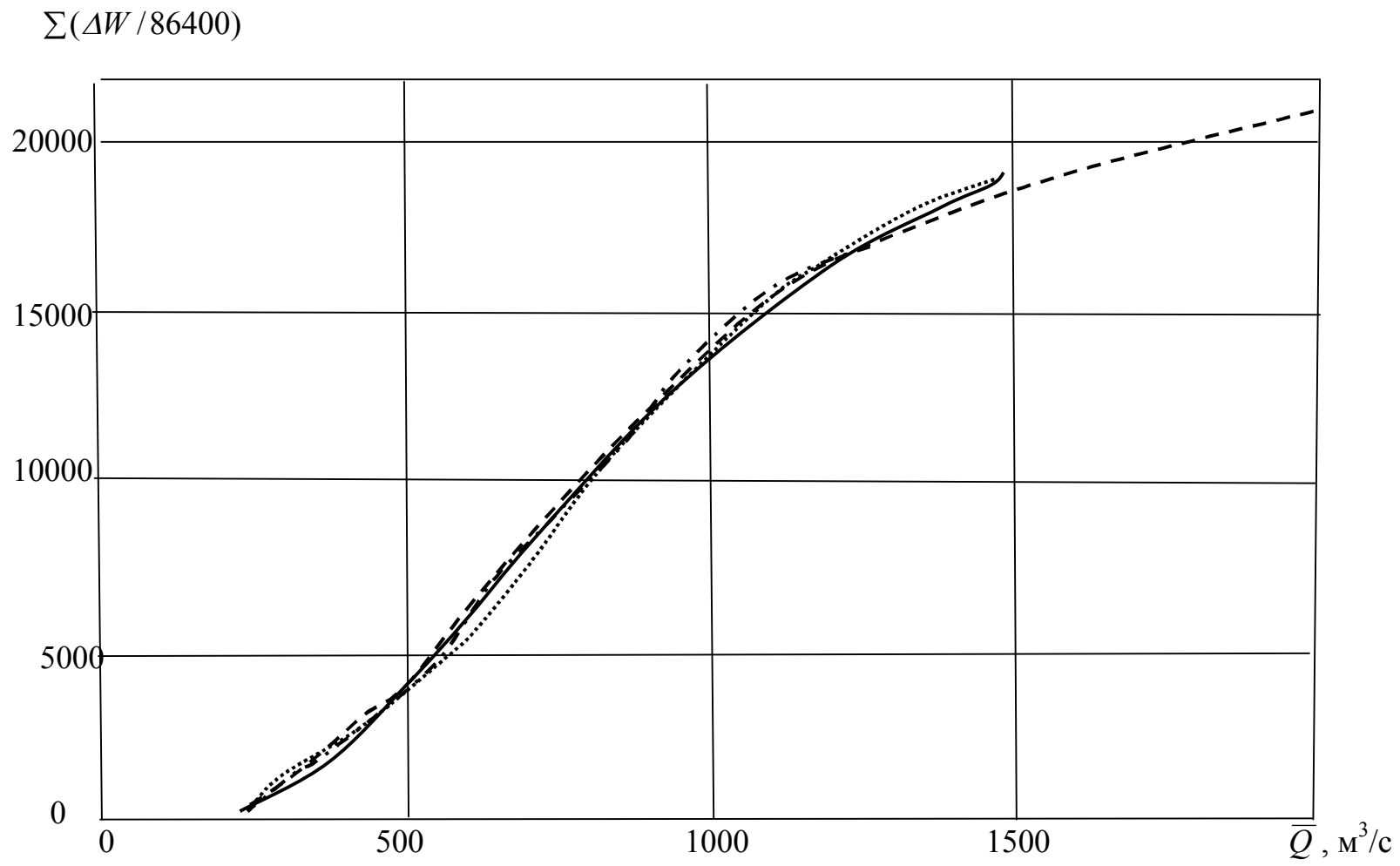


Рисунок 2.3 – Сполучені криві запасів води в руслі р.Десна на ділянці с.Розльоти – м.Чернігів

$$\Sigma(\Delta W / 86400)$$

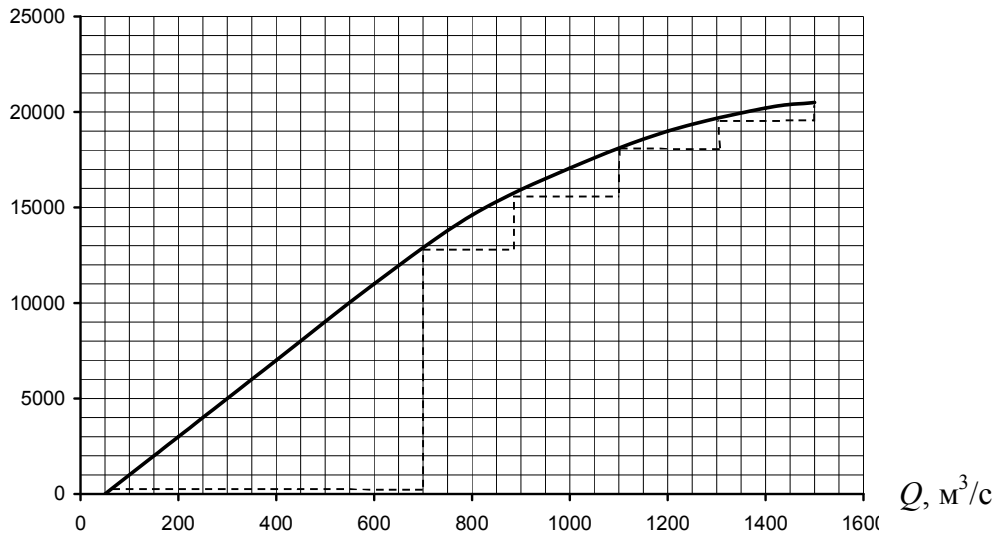


Рисунок 2.4 – Розрахункова крива запасів води в руслі р.Десна на ділянці с.Розльоти-м.Чернігів  
Та визначення часу руслового добігання води

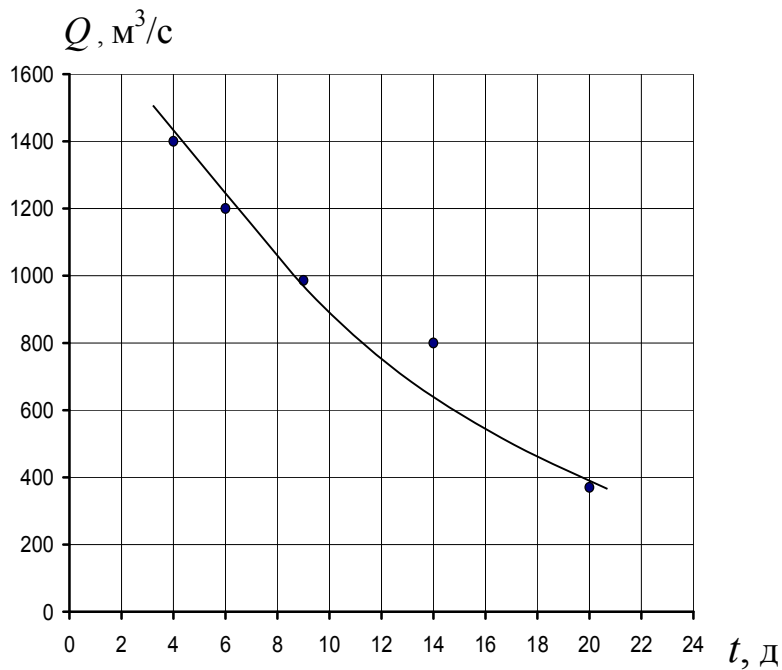


Рисунок 2.5 – Крива часу руслового добігання води р. Десна на ділянці с.Розльоти – м. Чернігів



Складається формула для розрахунку руслових запасів води у мережі р.Десна-м.Чернігів згідно з табл.2.10:

$$W = \sum_{i=1}^{10} W_i = 86400(2,75Q_1 + 2,6Q_2 + 5,5Q_3 + +8,85Q_6 + 4,45Q_8 + 1,1Q_9 + +4,85Q_{10} + 4,45Q_{11} + 6,95Q_{12} + 3,2Q_{13}) \quad (2.30)$$

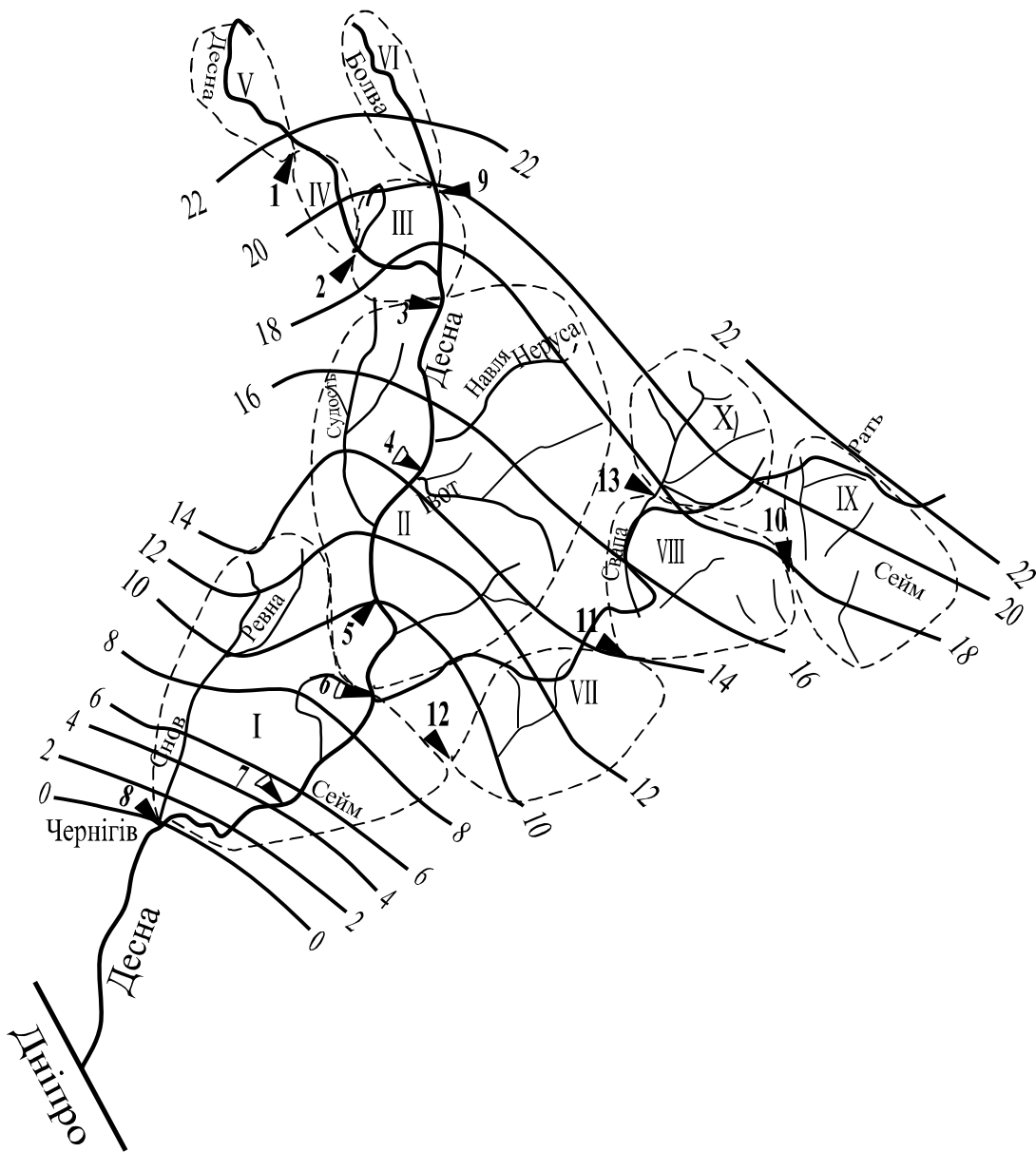


Рисунок 2.6 – Карта-схема басейну р. Десна

Таблиця 2.9 – Список річок у басейні р.Десна-м.Чернігів

Номер з рис.2.6	Річка-пост	Площа басейну, км <sup>2</sup>
1	Десна-с.Олександрівка	1710
2	Десна-с.Голубея	4770
3	Десна-м.Брянськ	13700
4	Десна-м.Трубачевськ	19200
5	Десна-м.Новгород-Сіверський	33500
6	Десна-с.Розльоти	36300
7	Десна-с.Макошине	67700
8	Десна-м.Чернігів	81400
9	Болва-с.Псур	3210
10	Сейм-с.Глушкове	8900
11	Сейм-м.Рильськ	18100
12	Сейм-с.Мутин	25600
13	Свапа-м.Старе Місто	3690

Таблиця 2.10 – Розрахунок часу добігання і витрати води на ділянках р.Десна-м.Чернігів

Номер ділянки з рис.2.6	Ділянка	Час добігання води, д	Формула для розрахунку середньої витрати води, $\bar{Q}$ , м <sup>3</sup> /с
I	м.Чернігів ( $Q_8$ ) - с.Розльоти ( $Q_6$ )	8,9	$(Q_8 + Q_6 + Q_{12})0,5$
II	м.Розльоти ( $Q_6$ ) - м.Брянськ ( $Q_3$ )	8,8	$(Q_6 + Q_3)0,5$
III	м.Брянськ ( $Q_3$ ) - с.Голубея ( $Q_2$ ), с.Псур ( $Q_9$ )	2,2	$(Q_3 + Q_2 + Q_9)0,5$
IV	с.Голубея ( $Q_2$ ) - с.Олександрівка ( $Q_1$ )	3,0	$(Q_2 + Q_1)0,5$
V	с.Олександрівка ( $Q_1$ ) - витока р.Десна	2,5	$Q_1 0,5$

Продовження табл.2.10

Номер ділянки з рис.2.6	Ділянка	Час добігання води, д	Формула для розрахунку середньої витрати води, $\bar{Q}$ , м <sup>3</sup> /с
VI	с.Псур ( $Q_{10}$ ) - витока р.Болва	4,0	$Q_{10}0,5$
VII	с.Мутин ( $Q_{12}$ ) - м.Рильськ ( $Q_{11}$ )	5,0	$(Q_{12} + Q_{11})0,5$
VIII	м.Рильськ ( $Q_{11}$ ) - с.Глушкове ( $Q_{10}$ ) – м.Старе Місто ( $Q_{13}$ )	3,9	$(Q_{11} + Q_{10} + Q_{13})0,5$
IX	с.Глушкове ( $Q_{10}$ ) - витока р.Сейм	1,8	$Q_{10}0,5$
X	м.Старе Місто ( $Q_{13}$ ) - витока р.Свапа	2,5	$Q_{13}0,5$

2. За допомогою формули (2.30) виконується у табл.2.11 розрахунок запасів води в русловій мережі р.Десна на задані дати 1/VII, 1/VIII, 1/IX у 1979 році.

Отриманий об'єм води трохи менший ніж дійсний і приймається як індекс руслових запасів у річковій мережі, оскільки балансовий розрахунок не враховує об'єм води, зосереджений у малих притоках.

Таблиця 2.11 – Розрахунок запасів води в русловій мережі р.Десна-м.Чернігів, 1979 р.

Дата	Витрата води, м <sup>3</sup> /с				
	р.Десна				
	с.Олександрівка, $Q_1$	с.Голубея, $Q_2$	м.Брянськ, $Q_3$	с.Розльоти, $Q_6$	м.Чернігів, $Q_8$
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>
1/VII	1,79	6,14	20,1	55,9	118
1/VIII	4,68	10,8	44,0	127	171
1/IX	3,64	10,4	39,2	68,5	132

Продовження табл.2.11

Дата	Витрата води, м <sup>3</sup> /с					Запас води за (2.30) м <sup>3</sup>
	р.Болва	р.Сейм			р.Свапа	
	с.Псур, $Q_9$	с.Глушкове, $Q_{10}$	м.Рильськ, $Q_{11}$	с.Мутин, $Q_{12}$	м.Старе Місто, $Q_{13}$	м.Чернігів
<i>I</i>		<i>7</i>	<i>11</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>12</i>
1/VII	4,66	19,3	29,8	51,8	9,52	1774*86400
1/VIII	7,97	27,8	75,4	63,4	13,3	2521*86400
1/IX	11,1	20,7	36,0	53,4	11,3	1385*86400

### Контрольні запитання до практичного заняття 2

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?

## ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ 3

### 3 ПРОГНОЗ ГІДРОГРАФІВ НА ПІДСТАВІ ЛІНІЙНИХ МОДЕЛЕЙ ТРАНСФОРМАЦІЇ

Прогноз ходу паводка може бути здійснений на підставі числового інтегрування системи рівнянь нерозривності (1.1) і рівняння руху (1.2).

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

#### 3.1 Метод Калініна-Мілюкова

При розробці методу прийнято, що витрата води ( $Q$ ) є функцією не тільки рівня води ( $H$ ), але ж й ухилу водної поверхні ( $I$ )

$$Q = f(H, I). \quad (3.1)$$

Для розрахунку трансформації паводка річка поділяється на  $n$  *характерних елементарних ділянок*. Довжина ( $\ell$ ) кожної ділянки повинна бути така, щоб рівень води в створі на її середині був однозначно пов'язаний з витратою води у нижньому створі ділянки. Зв'язок між об'ємом води на ділянці ( $W$ ) та витратою води у нижньому створі ( $Q_H$ ) також однозначний

$$W = k Q_H. \quad (3.2)$$

Довжина характерної ділянки визначається за виразом

$$\ell = \frac{Q_B \Delta H_B}{I_B \Delta Q_B}, \quad (3.3)$$

де  $Q_B, H_B, I_B$  - відповідно, витрата води, рівень води та ухил водної поверхні для встановленого руху річкового потоку;

$\Delta H_B / \Delta Q_B$  - нахил кривої витрат води  $Q = f(H)$  у точці, яка відповідає даній витраті води  $Q$ .

Розрахунок трансформації ведеться від ділянки до ділянки за виразом

$$Q_t = \frac{1}{\tau} e^{-t/\tau} \int_0^t Q_B e^{t'/\tau} dt' + Q_0 e^{-t/\tau}, \quad (3.4)$$

де  $Q_t$  і  $Q_0$  - витрати води у нижньому створі характерної ділянки у розрахунковий момент часу  $t$  та на початку розрахункового інтервалу часу;

$Q_B$  - витрата води у верхньому створі (приток на ділянку);

$\tau$  - час добігання води на характерній ділянці.

Значення  $Q_t$ , яке розраховано для кінця однієї характерної ділянки, приймається далі за значення  $Q_B$  для наступної ділянки.

Якщо прийняти, що час добігання  $\tau$  однаковий для усіх характерних ділянок, розрахунок витрати води наприкінці  $n$ -ої ділянки ведеться за формулою

$$Q_n = Q_B r(\tau), \quad (3.5)$$

де  $Q_B$  - витрата води у верхньому створі (приток води до  $i$ -ої характерної ділянки);

$r(\tau)$  - функція трансформації (впливу)

$$r(\tau) = \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!} \left( \frac{t}{\tau} \right)^{n-1} e^{-t/\tau}, \quad (3.6)$$

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

$n$  - число характерних ділянок;

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

$t$  - 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 (3.6) сума ординат кривої добігання може не досягати одиниці для обмеженого числа ординат. У «Руководстве по гидрологическим прогнозам», вип.2 [4] запропонован прийом, який дозволяє здобути  $\sum r_i(\tau) = 1$ . Кожну обчислену

за формулою (3.5) ординату кривої добігання поділяють на суму усіх ординат. Приклад таких розрахунків для  $n = 1$  і  $\tau = 1$  наведений у табл.3.1.

Таблиця 3.1 – Ординати кривої добігання при  $n = 1$  і  $\tau = 1$

Спосіб здобуття ординати	Номер ординати						Сума
	1	2	3	...	7	8	
За формулою (3.5)	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

### 3.2 Метод Маскінгам

Метод заснований на існуванні однозначного лінійного зв'язку між об'ємом води на ділянці річки та витратою води у верхньому ( $Q_B$ ) і нижньому ( $Q_H$ ) створах

$$W = \tau [kQ_B + (1 - k)Q_H], \quad (3.7)$$

де  $\tau$  розглядається як час добігання, д;

$k$  - безрозмірний коефіцієнт, взагалі дорівнює 0,0-0,5.

Для визначення  $\tau$  і  $k$  будується графік залежності об'єму води на ділянці від середньозваженої витрати води в верхньому та нижньому створах при різних  $k$ . Значення  $k$ , при якому петля на графіку зв'язку найвужча, тобто зв'язок приблизно однозначний, дорівнює тангенсу кута нахилу розрахункової прямої і приймається як розрахункове в (3.7).

Витрата води у нижньому створі ділянки визначається за виразом:

$$Q_{H_2} = C_0 Q_{B_2} + C_1 Q_{B_1} + C_2 Q_{H_1}, \quad (3.8)$$

де  $Q_{B_2}, Q_{B_1}$  - витрати води у верхньому створі наприкінці та на початку розрахункового інтервалу часу  $\Delta t$ ;

$Q_{H_1}$  - витрата води в нижньому створі на початку інтервалу;

$C_0, C_1, C_2$  - коефіцієнти, які визначаються за формулами:

$$C_0 = -(\tau k - 0,5\Delta t)/(k - \tau k + 0,5\Delta t); \quad (3.9)$$

$$C_1 = (\tau k + 0,5\Delta t)/(k - \tau k + 0,5\Delta t); \quad (3.10)$$

$$C_2 = (k - \tau k - 0,5\Delta t)/(k - \tau k + 0,5\Delta t). \quad (3.11)$$

З рівнянь (3.9) – (3.11) виходить, що  $C_0 + C_1 + C_2 = 1$ , а розрахунок значення  $\Delta t$  повинен бути обраним так, щоб  $(\Delta t / 2) > \tau k$ , інакше параметр  $C_0$  буде від'ємним.

Метод Маскінгам можна застосувати для коротких ділянок річок, при плавних коливаннях витрат води у верхньому створі.

### 3.3 Розрахунок трансформації паводка за інтегралом Дюамеля

Для лінійної моделі процесу руху паводкової хвилі із зосередженими параметрами зв'язок між вхідною величиною  $q$  та виходом із системи  $Q$  можна представити за допомогою умовних операторів  $A_1$  та  $A_2$ :

$$A_1(Q) = A_2(q), \quad (3.12)$$

де оператори

$$A_1 = a_n(t) \frac{d^n}{dt^n} + a_{n-1}(t) \frac{d^{n-1}}{dt^{n-1}} + \dots + a_0(t); \quad (3.13)$$

$$A_2 = b_n(t) \frac{d^n}{dt^n} + b_{n-1}(t) \frac{d^{n-1}}{dt^{n-1}} + \dots + b_0(t). \quad (3.14)$$

Коефіцієнти  $a_i$  і  $b_i$  не залежать від  $q$  і  $Q$ , можуть бути постійними але вони змінюються за час  $t$ .

Розв'язком рівняння (3.12) за нульових початкових умов (витрата води у початковий момент часу дорівнює нулю на всій розглядуваний ділянці русла) і при постійних коефіцієнтах є інтеграл Дюамеля

$$Q(t) = \int_0^t q(\tau) r(t - \tau) d\tau, \quad (3.15)$$

де  $r(t - \tau)$  - функція впливу чи трансформації.

Величина притоку води у руслову мережу (вхідна функція) може виражатися через *опади*  $X$ , які формують паводок, або *витрату води у верхньому створі*  $Q_B$ .

Прогноз витрат води у нижньому створі слабкоприточної ділянки річки зводиться до розрахунку трансформації витрати води, яка пройшла верхній створ ( $Q_B$ ), за допомогою функції  $r(\tau)$  та інтеграла Дюамеля, який найзручніше записати у вигляді:



$$Q(t) = \int_0^t Q_B(t-\tau)r(\tau) d\tau \quad (3.16)$$

або

$$Q_t = \sum_{\tau=0}^{\tau_{mp}} r_{\tau} Q_{B_{t-\tau_0-\tau}}, \quad (3.17)$$

де  $r_{\tau}$  - ординати кривої добігання води по руслу;

$Q_B$  - витрата води у верхньому створі у момент  $t - \tau_0 - \tau$ ;

$\tau$  - час добігання долі витрати води, яка дорівнює  $r_{\tau}$ ;

$\tau_0$  - час, за який зміна витрати води у верхньому створі не впливає на витрату води у нижньому створі.

У формулі (3.17)  $\tau_0$  приймається рівним нулю.

Таким чином, розрахунок витрат води у замикаючому створі за формулою (3.17) має такі етапи:

1) Для визначення функції  $r_{\tau}$  використовується формула (3.6). Параметри  $n$  і  $\tau$  визначаються шляхом розрахунку (вправа 2.7 [3] або за методом оптимізації). Відшукуються такі значення параметрів  $n$  і  $\tau$ , при яких забезпечується найкраща відповідність між спостереженими та розрахованими за формулою (3.17) витратами води.

2) Для завдання нульових початкових умов виключається підземна складова ( $Q_{БАЗ}$ ) із витрати води  $Q_B$  в момент часу  $t - \tau$ , тобто визначається приток води на ділянку (поверхнева витрата води,  $m^3/c$ ) за виразом

$$q = Q_B - Q_{БАЗ}. \quad (3.18)$$

3) Кожна величина притока води на ділянку  $q$  помножується на всі ординати відповідної кривої добігання  $r_{\tau}$ .

4) Підсумовуються визначені добутки по рядкам з умовою підземної складової за період паводку  $T_{II}$  за виразом

$$Q_P = \sum_{i=1}^{T_{II}} Q_i + Q_{БАЗ}. \quad (3.19)$$

5) Виконується оцінка розрахунків трансформації паводкової хвилі за критерієм Неша, як  $(1 - S/\sigma)$  ( $S$  - середньоквадратична похибка прогнозу;  $\sigma$  - середньоквадратичне відхилення прогнозової величини від середнього) та за співвідношенням фактичного і розрахованого об'ємів паводка на виході ( $W_{вих}$ ) за умовою бокового притоку

$$k_0 = \frac{W_{вих}}{W_{вх}}, \quad (3.20)$$

де  $W_{вх}$  - об'єм паводка у верхньому створі.

б) Будується гідрограф паводка за фактичними та розрахунковими витратами води у верхньому та нижньому створах.

Якщо розбіжності між спостереженим і розрахованим гідрографами стоку суттєві, необхідно дещо змінити параметри кривої трансформації  $n$  і  $\tau$ . При цьому доцільно враховувати:

- 1) при збільшенні параметра  $\tau$  та незмінному значенні  $n$  збільшується трансформація гідрографу, тобто зниження максимуму (при його зміщенні праворуч);
- 2) при збільшенні параметра  $n$  та незмінному значенні  $\tau$  трансформація зменшується (також при зміщенні максимуму праворуч).

### Приклад 1

#### Розрахунок трансформації паводка за інтегралом Дюамеля на безприточній ділянці річки

##### Вихідні дані:

1. Середньодобові витрати води на р.Дністер-м.Могильов-Подільський за період паводка з 1/VIII по 27/VIII 1979 р.

2. Розрахунковий інтервал часу  $\Delta t = 1$  доба.

Завдання: Розрахувати витрати води р.Дністер біля м.Могильов-Подільський за період паводка за інтегралом Дюамеля.

##### Порядок розрахунків:

1. Розрахунок трансформації паводкової хвилі за інтегралом Дюамеля по (3.16) проводиться за програмою (блок-схема програми та опис змінних представлені на рис.3.1).

Програма передбачає розрахунок функції трансформації за формулою (3.6) через гама-функцію  $\Gamma(n)$  при завданні параметра  $n$  як цілим, так і дробовим значенням. Визначення оптимальних параметрів  $n$  і  $\tau$  відбувається за методом підбору (за критерієм Неша).

Результати розрахунку витрат води у нижньому створі за період паводка надані у табл.3.2.

Графік збіжності фактичного і розрахованого гідрографів побудований за даними табл.3.2 (колонки 3, 22, 23) та показаний на рис.3.2.

Критерій Неша дорівнює 0,77; середньоквадратичне відхилення ординат розрахункового гідрографа від фактичного ( $\bar{S} = 220 \text{ м}^3/\text{с}$ ); середньоквадратичне відхилення витрат води від норми  $\sigma = 971 \text{ м}^3/\text{с}$ ;  $S/\sigma = 0,23$ .

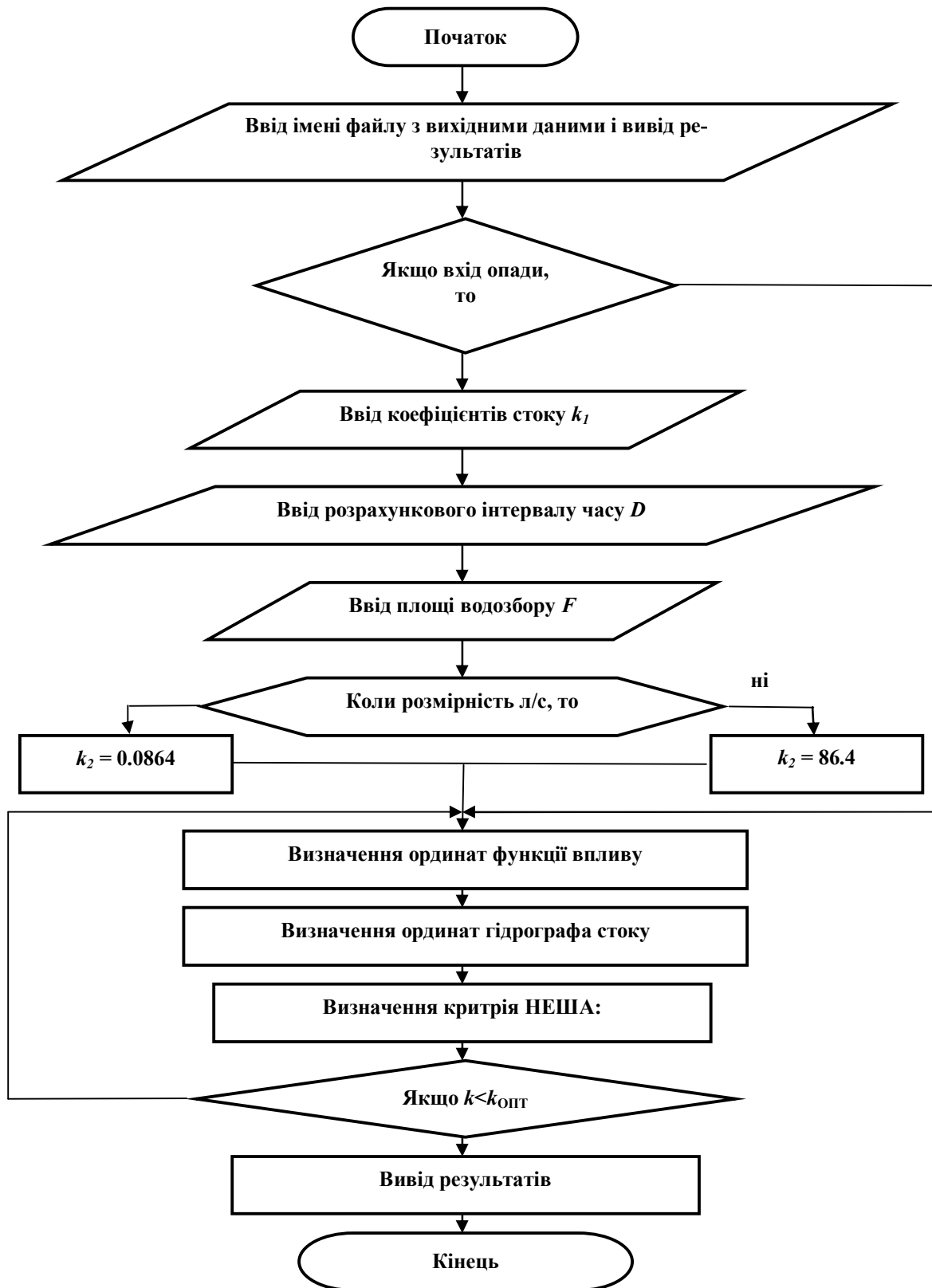


Рисунок 3.1 – Блок-схема програми визначення ординат гідрографа стоку на основі інтегралу Дюамеля

Таблиця 3.2 – Розрахунок трансформації паводка за інтегралом Дюамеля (р.Дністер –с.Грушка)

№ п/п	Дата	Витрата води, м <sup>3</sup> /с		Приток води на ділянку, $q$ , м <sup>3</sup> /с	Функція трансфор- мації, $r(\tau)$	Витрата води, м <sup>3</sup> /с							Похибка, $\delta = Q_{\Phi} - Q_P$	$\delta^2$
		$Q_B$	$Q_{BA3}$			$Q_1$	$Q_2$	$Q_3$	...	$\Sigma Q_i$	$Q_P$	$Q_{\Phi}$		
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>		<i>21</i>	<i>22</i>	<i>23</i>	<i>24</i>	<i>25</i>
1	1/VII	278	278	0	0,294	0			...	0	278	361	83,0	6889
2	2/VII	1200	256	944	0162	0	378			378	634	352	-282	79299
3	3/VII	2450	230	2220	0,08	0	278	888		1165	1396	1840	445	197548
4	4/VII	2680	212	2468	0,037	0	153	653		1792	2005	2540	535	286430
5	5/VII	3370	190	3180	0,016	0	75,5	360		2432	2623	2980	357	127626
6	6/VII	3230	190	3040	0,007	0	34,9	178		2763	2953	3360	407	165434
7	7/VII	2690	190	2500	0,003	0	15,1	82,1		2704	2893	3080	186	34743
8	8/VII	2140	190	1950	0,001	0	6,61	35,5		2395	2585	2630	44,7	1996
9	9/VII	1790	190	1600			2,83	15,5		2037	2227	2180	-47,0	2211
10	10/VII	1520	190	1330			0,94	6,66		1627	1817	1950	133	17646
11	11/VII	1260	190	1070				2,22		1321	1511	1630	119	14070
12	12/VII	1020	190	830						1074	1264	1290	26,1	682
13	13/VII	945	190	755						915	1105	1140	35,3	1246
14	14/VII	808	190	618						772	962	1030	67,5	4554
15	15/VII	705	190	515						649	839	913	73,8	5442
16	16/VII	612	190	422						541	731	805	73,9	5464
17	17/VII	576	190	386						464	654	702	47,6	2264
18	18/VII	584	190	394						426	616	681	65,1	4232

Продовження табл.3.2

№ п/п	Дата	Витрата води, м <sup>3</sup> /с		Приток води на ділянку, $q$ , м <sup>3</sup> /с	Функція трансфор- мації, $r(\tau)$	Витрата води, м <sup>3</sup> /с					Похибка, $\delta = Q_{\Phi} - Q_P$	$\delta^2$
		$Q_B$	$Q_{BAZ}$			...	$Q_{24}$	$\Sigma Q_i$	$Q_P$	$Q_{\Phi}$		
<i>I</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	...	<i>20</i>	<i>21</i>	<i>22</i>	<i>23</i>	<i>24</i>	<i>25</i>
19	19/VII	489	190	299				370	560	657	97,5	9503
20	20/VII	409	190	219				302	492	558	66,5	4424
21	21/VII	359	190	169				239	429	480	50,8	2581
22	22/VII	347	190	157				198	388	443	55,2	3052
23	23/VII	341	190	151				173	363	434	70,7	4998
24	24/VII	335	190	145			58,0	159	349	415	66,4	4413
25	25/VII						42,6	93,1	93,1	403	310	96057
26	26/VII						23,5	46,9	46,9	382	335	112287
27	27/VII						11,6	21,8	21,8	360	338	114354
28	28/VII						5,37	9,61				
29							2,32	4,02				
30							1,02	1,63				
31							0,44	0,59				

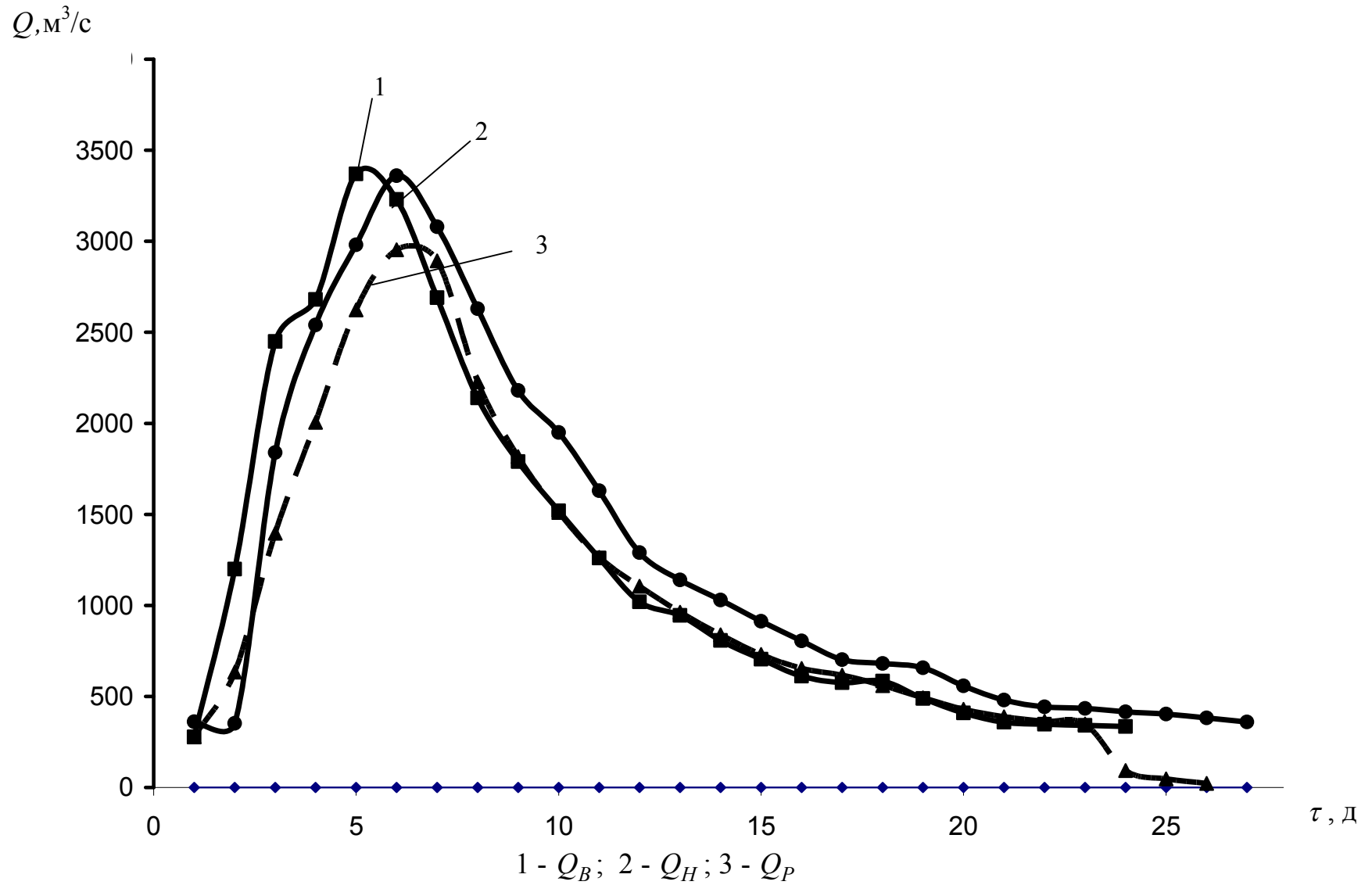


Рисунок 3.2 - Збіжність фактичних і розрахункового гідрографів

### Контрольні запитання до практичного завдання 3

1. Які методи відносяться до лінійних моделей трансформації для безприпливних ділянок річок? Запишіть основні формули розрахунку витрат води в нижньому створі у цих моделях.
2. Що називається “характерною ділянкою”?
3. Що називається функцією добігання (трансформації)?
4. Як визначити ординати функції трансформації?
5. Як визначити початкові значення параметрів формули Калініна-Мілюкова для розрахунку ординат функції добігання?
6. Показати графічний вигляд і основні властивості функції трансформації.
7. Як розрахувати гідрограф паводку за інтегралом Дюамеля?
8. Які є методи для розрахунку притоку води у руслову мережу?
9. Як впливають параметри  $n$  і  $\tau$  на форму кривої трансформації?

### ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

#### Основна література

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат. – 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.: Гидрометеиздат. – 1983. – 391 с.
4. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып.2. – Л.: Гидрометеиздат. – 1989. – 246 с.
5. Лобода Н.С. Конспект лекцій «Гідрологічні прогнози» – Одеса, Видавництво «ТЭС», - 2009. – 172 с.
6. Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. – Л.: Гидрометеиздат. – 1960. – 273 с.
7. Горбунов Ю.В. Подсчет запаса воды в реченой сети на основе морфологических закономерностей ее строения и практическое приложение метода к прогнозам стока. – В кн.: Труды IV Всесоюзн. гидрол. съезда. – Л.: 1976. – Т.7. – С.239-247.
8. Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. – Л.: Гидрометеиздат. – 1971. – 476 с.
9. Наставление по службе прогнозов. Раздел.3. – Ч.1. – Л.: Гидрометеиздат. – 1962.- 193 с.

10. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування / Керівний документ. – Київ.: Український гідрометеорологічний центр, 2012. – 120 с.

### **Перелік методичних вказівок**

11. Методичні вказівки до самостійної роботи з дисципліни “Гідрологічні прогнози”// Лобода Н.С., Шакірманова Ж.Р. – Одеса, 2002. – 42 с.

12. Збірник методичних вказівок до самостійної роботи та виконання контрольних робіт з курсу “Гідрологічні прогнози” // Сербов М.Г., Шакірманова Ж.Р. - Одеса, ОДЕКУ, 2004 р. - 56 с.

13. Збірник методичних вказівок до чергувань в начальному бюро гідрологічних прогнозів, розділ «Короткострокові прогнози водного режиму річок» для студентів IV-V курсів денної форми навчання за спеціальністю «Гідрологія суші» / Шакірманова Ж.Р., Погорелова М.П., Будкіна І.Є. - Одеса, ОДЕКУ, 2010 р. – 32 с.

14. Методичні вказівки до чергувань з дисципліни «Гідрологічні прогнози» по темі: «Керівництво роботи з автоматизованим робочим місцем гідролога-прогнозиста АРМ-гідро» для студентів IV-V курсів денної форми навчання за спеціальністю “Гідрологія”./ Шакірманова Ж.Р., Бойко В.М., Погорелова М.П., Будкіна І.Є., Арестова О.В.– Одеса, ОДЕКУ, 2012. – 58 с.

15. Електронна бібліотека ОДЕКУ [www.library-odeku.16mb.com](http://www.library-odeku.16mb.com).



З Б І Р Н И К  
МЕТОДИЧНИХ ВКАЗІВОК  
до практичних занять  
з дисципліни  
"Гідрологічні прогнози"  
за темою  
«Короткострокові прогнози водного режиму річок»

Укладачі: Шакірманова Жаннета Рашидівна, д.геогр.н., проф.  
Погорелова Марина Полікарпівна, асистент  
Будкіна Ірина Євгенівна, зав. навчальної лабораторії  
гідрологічних прогнозів

Підп. до друку  
Умовн. друк. арк.

Формат  
Тираж

Папір  
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

---

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

---