

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Збірник методичних вказівок  
до практичних робіт з дисципліни  
“Фізична гідрологія ”  
для студентів II курсу денної форми навчання  
Напрямок підготовки – гідрометеорологія

ОДЕСА 2012

0

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Збірник методичних вказівок  
до практичних робіт з дисципліни  
“Фізична гідрологія ”  
для студентів II курсу денної форми навчання  
Напрямок підготовки – гідрометеорологія

“Затверджено”  
На засіданні методичної комісії  
гідрометеорологічного інституту  
Протокол № \_\_ від \_\_\_\_\_ 2012р.

ОДЕСА 2012

Збірник методичних вказівок до практичних робіт з дисципліни «Фізична гідрологія» для студентів II курсу денної форми навчання за напрямом підготовки «Гідрометеорологія»/укл. к.г.н., доц. Єхніч М.П., к.г.н., доц. Бурлуцька М.Е., інж. Харитонова А.С. – Одеса, ОДЕКУ, 2012 р. – с. 38

## Вступ

Дисципліна «Фізична гідрологія», вивчає теоретичні та практичні основи методів розрахунку гідрографічних характеристик річок та водозборів, визначення складових водного балансу водозборів та характер особливостей змін стану водних об'єктів у часі.

**Метою методичних вказівок** є закріплення студентами знань, отриманих при вивченні теоретичних розділів „Визначення гідрографічних характеристик річок та водозборів”, „Водний режим річок”, „Розрахунки складових рівняння водного балансу за багаторічний період”.

**Задача методичних вказівок** – набуття на базі даних спостережень практичних навичок визначення гідрографічних характеристик річок, фаз водного режиму.

У результаті вивчення дисципліни студенти повинні:

### **Знати:**

- морфометричні характеристики водотоків і їх водозборів;
- характеристики і фази водного режиму;
- складові водного балансу річкових водозборів.

### **Вміти:**

- визначати границі водозборів (вододільні лінії);
- визначати гідрографічні характеристики водотоків та водозборів;
- виконувати розчленування гідрографів стоку за джерелами живлення;
- обчислювати характеристики річкового стоку;

Методичні вказівки містять в собі три завдання:

**Завдання №1** Визначення гідрографічних характеристик річок та водозборів.

**Завдання №2** Водний режим річок.

**Завдання №3** Розрахунок складових рівняння водного балансу водозбору за багаторічний період (складається з трьох частин: розрахунок середньої багаторічної кількості опадів на водозборі; розрахунок середнього багаторічного випаровування з поверхні водозбору; розрахунок середнього багаторічного шару річного стоку).

Вихідні дані для виконання завдань знаходяться у фондових матеріалах кафедри гідрології суші та видаються викладачем дисципліни.

Оцінювання виконаних практичних робіт здійснюється згідно з робочою програмою дисципліни.



## ЗАВДАННЯ №1

### ВИЗНАЧЕННЯ ГІДРОГРАФІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК РІЧОК ТА ВОДОЗБОРІВ

Методичні вказівки дають змогу визначити гідрографічні характеристики водозборів згідно методичних рекомендацій ДГИ [2].

Термін "гідрографічні характеристики" відображає сукупність морфометричних та морфологічних характеристик, відображаючих форму, розмір водних об'єктів і деяких фізико-географічних особливостей водозборів.

До гідрографічних характеристик відносять: довжину, уклон, звивистість річки, площу водозбору, середню висоту, густоту річкової мережі та інш.

Гідрографічні характеристики визначаються за топографічними картами масштабу 1:10000, 1:125000, 1:50000, 1:100000.

## ТЕОРЕТИЧНІ ПОЛОЖЕННЯ

### 1 МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОДОТОКІВ І ВОДОЗБОРІВ

#### *1.1 Морфометричні характеристики водотоків*

*Довжина річки* - відстань від витoku до й гирла.

*Середній уклон* - падіння висоти на одиницю довжини потоку.

*Звивистість* - відношення довжини водотоку до довжини прямої від витoku до гирла

#### *1.2 Морфометричні характеристики водозбори*

*Площа* - доля земної поверхні та товщі ґрунтів, з яких вода надходить у річкову мережу.

*Середня висота* - середнє з абсолютних відміток висот, рівномірно розташованих на водозборі.

*Густота річкової мережі* - відношення сумарної довжини всіх водотоків до площі території.

## 2 ГРАНИЦІ ВОДОЗБОРІВ

Границя водозборів (*вододільна лінія*) визначається за рельєфом місцевості і проходить по найвищих точках водозбору, враховуючи горизонталі, напрямом течії річок.

При відсутності горизонталей на карті вододільну лінію наносять посередині між витоком річки дослідного і сусіднього водозборів.

Границі водозборів наносяться на карту у вигляді червоної пунктирної лінії.

## 3 ВИЗНАЧЕННЯ ГІДРОГРАФІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДОТОКІВ (РІЧОК)

До основних гідрографічних характеристик водотоків відносять *довжину річки, уклон, звивистість*.

### 3.1 Довжина водотоку

Для визначення довжини водотоку (річки) необхідно знати виток та гирло (замикаючий створ).

*Виток річки* - місце, звідки вона бере початок. Витоком річки може бути озеро, льодовик, болото, або місце злиття двох річок

*Гирло річки* - місце, де вона впадає в Другу річку, озеро (водосховище) або море

*Довжиною річки* називається відстань між виток і гирлом, виміряна (в км) за картою великого масштабу за допомогою курвіметра КС. Довжина річки вимірюється в два прийоми, а саме знаходиться вся довжина від початку до гирла в прямому і зворотному напрямках. Різниця відліку між двома вимірюваннями повинна бути не більше 6 % при довжині лінії 10 см, та не більше 4 % - від 10 до 100 см.

Довжина річки (в км) визначається по формулі:

$$L = (L_{\text{вим}} - L_{\text{вим}} \Delta l) m, \quad (1.1)$$

де  $L_{\text{вим}}$  - середнє визначення довжини в двох напрямках, см;

$\Delta l$  - поправка курвіметра;

$m$  - одна визначна курвіметра в масштабі карти.

Загальна неув'язка довжини річки  $\Delta L$ , знаходиться

$$\Delta L = \sum l_i - L, \quad (1.2)$$

де  $\sum l_i$  - сума довжин ділянок річки;

$L$  - довжина річки.

Поправка на довжину ділянки  $\Delta l_i$ , обчислюється на одиницю довжини і вводиться пропорційно довжині ділянки

$$\Delta l_i = \frac{\Delta L \cdot l_i}{L}. \quad (1.3)$$

### 3.2 Середній уклон річки

Повздовжній профіль річки характеризує зміну схилів поверхні води течією річки. Різниця відміток  $\Delta h$  верхів'я  $h_1$  та гирла  $h_2$  (або двох будь-яких відміток за довжиною річки) називається *падінням*. Відношення падіння до довжини річки (або до довжини даної ділянки річки) називається *уклоном річки*:

$$I_p = \frac{h_1 - h_2}{L} = \frac{\Delta h}{L}, \quad (1.4)$$

де  $\Delta h$  - падіння річки, м;

$L$  - довжина річки, км;

Уклон річки обчислюється в проміллях ‰.

### 3.3 Гідрографічна звивистість річки

Річки в плані завжди мають звивисте окреслення. Звивистість залежить від місцевості, по якій тече річка, стійкості порід та ґрунтів, що становлять долину та русло, від розливу та динамічних явищ потоку.

*Звивистість річки* характеризується коефіцієнтом звивистості  $K_{зв}$ , який становить відношення довжини річки  $L$ , виміряної по карті до довжини прямої  $L_{пр}$ , що з'єднує початок та кінець ділянки річки

$$K_{зв} = \frac{L}{L_{пр}}, \quad (1.5)$$

де  $K_{зв} > 1$ .

## 4 ВИЗНАЧЕННЯ ГІДРОГРАФІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДОЗБОРІВ

Основні характеристики водозборів: *площа, густота річкової мережі.*

### 4.1 Площа водозбору

Площі контурів, зображених на топографічних картах визначаються графічним способом (палеткою).

Для визначення площі даного контуру кладуть палетку і підраховують число повних кліток в межах площі. Неповні клітки, розташовані вздовж контуру площі, оцінюють на око і підсумовують до них. Площа водозбору

$$F = na^2 \quad (1.6)$$

де  $n$  - кількість кліток палетки,  
 $a$  - сторона клітки, км.

Всі вимірювання виконують двічі.

### 4.2 Густота річкової мережі

Ступінь насичення території водотоками характеризується коефіцієнтом густоти річкової мережі  $\rho$ . Він дорівнює відношенню сумарної довжини всіх водотоків  $\sum L$  до площі території  $F$  і вимірюється в кілометрах на квадратний кілометр (км/км<sup>2</sup>)

$$\rho = \sum L / F \quad (1.7)$$

## Приклад розрахунку

**Визначити:** гідрографічні характеристики р.Мокошинська.

**Дано:** фрагмент топографічної карти М 1:100000 (рис. 1.1).

**Потрібно:**

1. Зробити аналіз висотних характеристик басейну, визначити на карті положення витоку та гирла (замикальний стовору) р.Мокошинська.
2. Нанести вододільну лінію та виділити водозбір р.Мокошинська.
3. Визначити гідрографічні характеристики р.Мокошинська:  
а) довжину річки та її приток; б) середній уклон річки; в) звивистість річки.
4. Знайти гідрографічні характеристики водозбору: а) площу водозбору; б) густоту річкової мережі.

## Порядок виконання роботи

1. На фрагменті топографічної карти показано рельєф з горизонталями, проведеними через 50 м та висотними відмітками. Найвища відмітка у верхів'ях басейну дорівнює 300 м.

Річка Мокошинська має виток на висоті біля 160 м (визначається інтерполяцією між суміжними горизонталями) і впадає в р.Чернуха Рельєф території знижується від витоку до гирла і біля с. Мена (замикаючий створ) відмітка місцевості дорівнює 50 м.

Річкова система представлена на карті головною річкою (р.Мокошинська) та притоками: зліва - р.Таловка, р.Шумиха, р.Званка, р.Ясиновка, справа - р.Лопатинка, р.Соминка.

2. Аналіз карти показує, що найвищі відмітки місцевості між суміжними річковими системами відносяться до замкнених горизонталей, вододільна лінія пересікає їх середину (пунктирна лінія).

3. а) Довжина р.Мокошинська та її притоків виміряється курвіметром КС. Довжина річки визначається за формулою (1.1). Довжина річки склала - 19 км. Потім розраховують довжини притоків в прямому та зворотному напрямках (табл.1.1);

б) відмітка витоку р.Мокошинська знаходиться шляхом інтерполяції між горизонталями 150 та 200 м і складає 160 м. Відмітка місцевості розрахункового створу 50 м. Падіння річки на цій ділянці дорівнює 110 м. Середній уклон з (1.4):

$$I_p = \frac{160 - 50}{19} = \frac{110}{19} = 5,79 \text{ \%}$$

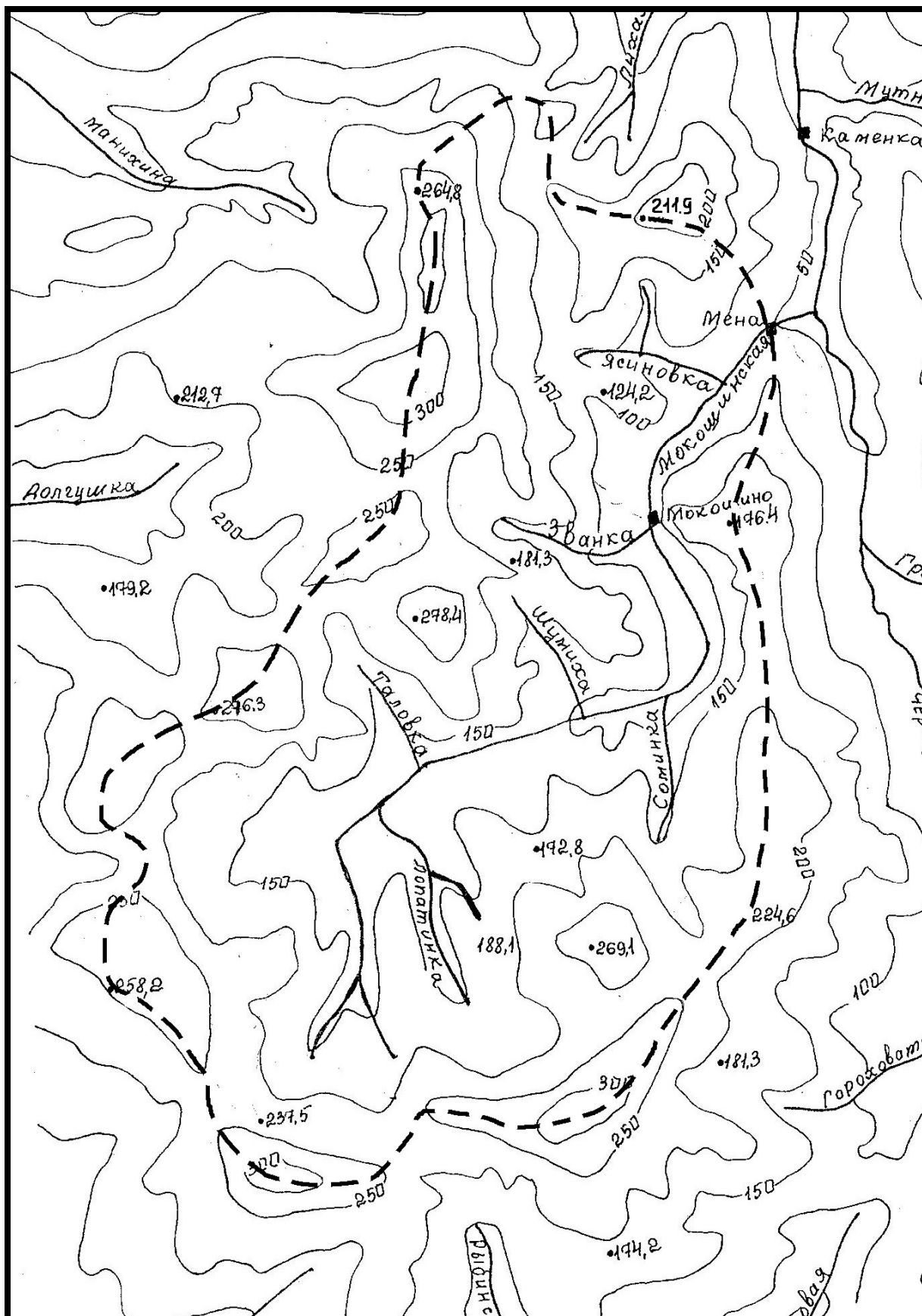


Рисунок 1.1 – Карта водозбору р. Мокошинська

Таблиця 1.1 – Довжини р.Мокошинська та її приток

№ п/п	Межі ділянок	Довжина річки та приток, см			Довжина у масштабі карти, км
		1 вимір	2 вимір	середнє	
1	Виток-с.Мена	19	19	19	19
2	р.Лопатинка	4,0	4,6	4,3	4,3
3	р.Таловка	2,0	2,2	2,1	2,1
4	р.Шумиха	2,7	2,5	2,6	2,6
5	р.Соминка	2,5	2,5	2,5	2,5
6	р.Званка	3,0	3,0	3,0	3,0
7	р.Ясиновка	2,9	3,1	3,0	3,0

**в)** звивистість річки має відношення довжини річки (19 км) до прямої, що з'єднує виток та замикальний створ (16 км)

$$K_{зв} = \frac{19}{16} = 1,19;$$

**4. а)** Площа водозбору р.Мокошинська знаходиться графічним способом за допомогою палетки. Розраховують ціну клітки палетки в масштабі робочої карти. На контур водозбору кладуть палетку і підраховують кількість кліток. Площа водозбору розраховується за виразом (1.6) двічі і заноситься в таблицю 1.2.

Таблиця 1.2 – Площа басейну р.Мокошинська – с.Мена ( $a^2 = 0,25 \text{ км}^2$ )

Річка-створ	Кількість клітинок в контурі			Виміряна площа, $\text{км}^2$
	1 вимір	2 вимір	середнє	
р.Мокошинська-с.Мена	590	598	594	148,5

**б)** густота річкової мережі розраховується за формулою (1.7) та за допомогою таблиці 1.3.

$$\rho = \frac{38,6}{146} = 0,26 \text{ км/км}^2$$

Таблиця 1.3 – Обчислення густоти річкової мережі

Назва річки	Куди та з якого берега впадає	Довжина річки, км	Густота річкової мережі, км/км <sup>2</sup>
р.Мокошинська	р.Чернуха(л)	19	0,26
р.Лопатинка	р.Мокошинська(п)	4,3	
р.Таловка	р.Мокошинська(л)	2,1	
р.Шумиха	р.Мокошинська(л)	2,6	
р.Соминка	р.Мокошинська(п)	2,5	
р.Званка	р.Мокошинська(л)	3,0	
р.Ясиновка	р.Мокошинська(л)	3,0	

$$\Sigma = 36,5$$

### Контрольні питання

1. Надати характеристику річкового басейна.
2. Як розрахувати середній уклон річки?
3. Що характеризує гідрографічну звивистість річки?

### Практичне завдання:

1. Визначити гідрографічні характеристики річки згідно з прикладом розрахунків.
2. Практична робота складається з теоретичної (див. стор.4-7) і практичної (див. стор. 8-11) частин

### Література

- 1.Лучшева А.А. Практическая гидрология.-Л.:Гидрометеиздат, 1976.
- 2.Руководство по определению гидрографических характеристик картометрическим способом.- Л.: Гидрометеиздат, 1986.
- 3.Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. - Л.: Гидрометеиздат, 1984.



## ЗАВДАННЯ №2

### ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК

Сукупність характерних особливостей змін стану водних об'єктів у часі називається гідрологічним режимом. Гідрологічний режим проявляється у багаторічних, сезонних і добових коливаннях 1) рівня води (режим рівня); 2) водності (режим стоку); 3) льодових явищ (льодовий режим); 4) температури води (термічний режим), 5) кількості та складу перенесеного потоком твердого матеріалу (режим наносів); 6) складу та концентрації розчинених речовин (гідрохімічний режим); 7) змін русла річки (режим русловою процесу). Залежно від наявності чи відсутності гідротехнічних споруд, які впливають на гідрологічний режим, розрізняють зарегульований режим і природний, або побутовий. Елементами гідрологічного режиму називаються такі явища та процеси (наприклад коливання рівня, водності, температури води тощо), сукупність яких характеризує гідрологічний режим водних об'єктів. Із характеристик гідрологічного режиму найбільше практичне значення має річковий стік. Величина річкового стоку визначає ступінь обводнення території, потенціальні гідроенергетичні запаси та розміри водних шляхів сполучення.

#### 1 ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧКОВОГО СТОКУ

Стоком називається кількість води, що стікає із водозбору за певний проміжок часу. Кількісними оцінками величин річкового стоку є витрата води, об'єм, модуль, шар стоку.

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

Об'єм стоку  $W$  - об'єм води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу (рік, місяць, добу). Об'єм стоку виражається в кубічних метрах ( $\text{м}^3$ ) або кубічних кілометрах ( $\text{км}^3$ ).

$$W = QT \quad (2.1)$$

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

$T$  - проміжок часу, с.

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

$$q = \frac{Q \cdot 10^3}{F} \quad (2.2)$$

де  $F$  - площа басейну, км<sup>2</sup>,  
 $10^3$  - коефіцієнт розмірності.

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

$$Y = \frac{W}{F \cdot 10^3} \quad (2.3)$$

Між модулем  $q$  і шаром стоку  $Y$  існує співвідношення:

$$Y = 31,5 q, \text{ або } q = 0,0317Y.$$

Коефіцієнт стоку  $\eta$  - це відношення стоку  $Y$  до кількості опадів  $X$ , що випали на площу водозбору та спричиняють виникненню стоку:

$$\eta = \frac{Y}{X} \quad (2.4)$$

Коефіцієнт стоку характеризує частку опадів, що йдуть на формування стоку, та виражається відносним числом, меншим від одиниці у вигляді десяткового дробу.

## 2 ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ СТОКУ

Стік річок формується під впливом складної взаємодії фізико-географічних чинників. Ці чинники поділяються на дві групи: кліматичні та чинники підстилаючої поверхні. До основних кліматичних чинників відносяться атмосферні опади, випаровування, температура повітря та ґрунту. До чинників підстилаючої поверхні слід віднести геологічну будову, рельєф, ґрунти, рослинність, озерність і заболоченість.

Визначальний вплив на формування стоку річок справляють кліматичні чинники. Наприклад, стік за рік, за період весняної повені та дощових паводків залежить від атмосферних опадів. У кліматичних умовах України першорядне значення у формуванні стоку має сніговий покрив. У весняний період танення снігу зумовлює виникнення повені, під час якої проходить 50-80% річного стоку. У період танення снігу внаслідок інфільтрації талих вод відбувається посилене живлення підземних вод. Крім того, сніговий покрив, що має малу теплопровідність, зменшує міру

промерзання ґрунтів і водоймищ. Для річок зі сніговим живленням найбільшими у році є максимальні витрати весняної повені. Процес формування дощових паводків визначається сполученням інтенсивності дощу, площі його розподілу, умов увібрання води ґрунтами а також затримування води в озерних котловинах та інших пониженнях рельєфу.

Температура повітря у зимовий період визначає глибину промерзання ґрунтоґрунтів. Від промерзлої ґрунту кількість води, що стікає, більша, ніж від талої, оскільки частка води просочується вглиб талої ґрунту, збільшуючи запаси підземних вод. З температурним режимом також пов'язані процеси танення снігу, замерзання та скресання водоймищ, умови протікання води у руслі, випаровування з поверхні басейну та інш.

Вплив кліматичних чинників на формування стоку річок залежить від чинників підстилаючої поверхні (рельєфу басейну, лісистості, наявності озер і боліт, характеру ґрунтоґрунтів), що зумовлюють втрати стоку й умови стікання та досягнення водою замикаючого створу.

Рельєф басейну впливає на кількість, характер та розподіл опадів по території басейну, температуру повітря та умови стікання води по поверхні. Вплив рельєфу на кількість атмосферних опадів виявляється в тому, що з підвищенням місцевості над рівнем моря до певної визначеної висоти кількість опадів збільшується. Ця закономірність найчіткіше простежується в гірських районах. Але й невеликі височини на рівнинах збільшують річні суми опадів на 100-150 мм порівняно з навколишньою місцевістю. Другий бік впливу рельєфу пов'язаний з нахилом річкової мережі та схилів. Чим сильніше розсічений рельєф водозбору, тим з більшою інтенсивністю стікає вода у річки. Тому з інших однакових умов у басейнах з великими формами рельєфу хвиля весняної повені виявиться більш різкою, а загальна тривалість повені буде меншою, ніж у випадках плоского рельєфу, коли формується полого та розтягнута хвиля повені. Це зумовлено тим, що для рівнинних басейнів втрати стоку у дрібних пониженнях рельєфу та на фільтрацію більші порівняно з гірськими басейнами. Вплив лісу на формування стоку має складний характер. З одного боку, ліс збільшує кількість опадів внаслідок відмінності динамічної шорсткості лісних і безлісних територій. З другого боку, ліс кронами дерев затримує частку опадів, яка потім випаровується. Ліс також сповільнює процес танення снігу, що спричиняє зниження максимальних витрат та збільшення тривалості повені порівняно з менш залісеними територіями. Внаслідок високої інфільтраційної здатності лісові ґрунти спричиняють перехід поверхневого стоку в підземний. Тому внутрішньорічний розподіл стоку річок залісених басейнів має більш згладжений характер порівняно з безлісними.

Геологічна будова та ґрунти зумовлюють інтенсивність

просочування атмосферних опадів та істотно впливають на формування поверхневого та підземного стоку. Близьке залягання водонепроникних порід зумовлює процес заболочування, наявність карсту значно змінює гідрологічний режим річок.

Вплив озер на режим поверхневого стоку проявляється неоднаково. Стік річок, які протікають крізь озера, знижується внаслідок підвищеного випаровування з водної поверхні порівняно з сушею. Завдяки акумуляції води в озерах у багатоводні періоди та спрацювання її у маловодні відбувається вирівнювання стоку річок. Міра впливу озер на вирівнювання внутрішньорічного розподілу стоку залежить від їх місця розташування на басейні. Озера у верхів'ях річок створюють менший вирівнюючий ефект, ніж озера, що знаходяться у нижній течії річки.

Наявність боліт зумовлює зниження піку та зростання тривалості весняної повені, а також зниження дощових літніх паводків. При цьому зниження піку повені відбувається внаслідок сповільненого стоку і значних розливів заболочених річок по широкій долині. На зниження літніх паводків істотно впливає вбираюча здатність торф'яників.

Значний вплив на режим стоку справляє господарська діяльність людини (оранка басейну, лісонасадження, створення ставків і водосховищ, забір води на зрошування, випуск у річки забруднених вод тощо).

### **3 ВОДНИЙ РЕЖИМ**

Атмосферні опади є основним джерелом живлення річок. Залежно від конкретних умов надходження атмосферної вологи води, що живлять річки, поділяють на снігові, дощові, підземні та льодовикові. У різних фізико-географічних умовах питома вага окремих видів живлення неоднакова. У випадку, коли важко виділити перевагу будь-якого джерела живлення у формуванні загального стоку річки, вживають термін "мішане живлення". У живленні рівнинних річок основну роль відіграють снігові води. Перевага дощового живлення спостерігається на річках Карпат і Криму.

Сукупність зміни витрат та рівнів води в часі називається водним режимом річок.

#### **3.1 Фази водного режиму**

Залежно від зміни умов живлення у водному режимі річок виділяють ряд характерних станів (фаз): 1) повінь; 2) паводок; 3) межень.

Повінь характеризується найбільшою у році водністю, високим та довгим підйомом рівня, звичайно супроводжується виходом води на

заплаву. Спричиняється головним видом постачання: на рівнинних річках - сніготаненням, на високогірських - таненням снігу та льодовиків, у мусонних та тропічних зонах - дощовими опадами. Для річок однієї кліматичної зони повинь щорічно повторюється в один сезон, але з різною інтенсивністю та тривалістю. Залежно від умов формування повинь може бути весняною, весняно-літньою та літньою.

Паводок - це фаза водного режиму річки, що може багаторазово повторюватися в різні сезони року. Паводки являють собою швидкі та порівняно короточасні підйоми рівня води у річці. Утворюються паводки випадінням дощів і сніготаненням під час відлиги. До категорії паводків відносять щорічне підвищення водності в осінній період внаслідок дощів та зменшення випарування.

Межень - фаза водного режиму річки, що повторюється щороку в одні і ті самі сезони. Межень характеризується малою водністю, довгим стоянням низького рівня води у річках внаслідок зменшення або припинення поверхневого стоку; у цей період річки живляться в основному за рахунок підземних вод. На більшості річок виділяють літню (літньо-осінню) та зимову межень. До літньо-осінньої відносять період від кінця повені до осінніх паводків, а у разі їх відсутності - до початку зимового періоду, тобто до появи на річці льоду. Зимова межень звичайно збігається з періодом льодоставу.

Для опису основних фаз водного режиму річки установлюють такі типові точки з відповідними витратами та датами:

1. Найменша витрата зимової межені.
2. Початок підйому весняної повені.
3. Найбільша витрата весняної повені.
4. Кінець весняної повені (при наявності двох піків повені точки 2,3,4 вибирають також для другого піку).
5. Найменша витрата літньо-осінньої межені.
6. Початок підйому першого наводку.
7. Найбільша витрата першого літнього паводка.
8. Кінець першого літнього наводку (аналогічні вибірки виконують для всіх літніх, осінніх і зимових паводків).
9. Початок осіннього льодоходу.
10. Кінець осіннього льодоходу.
11. Початок весняного льодоходу.
12. Кінець весняного льодоходу.

Використовуючи дані вибірки, розраховують тривалість усіх фаз водного режиму. Тривалість весняної повені визначають за кількістю діб між початком і кінцем повені. Крім того, повинь характеризується підйомом та спадом та їх співвідношенням. Тривалість підйому

визначається за різницею дат максимальної витрати і початку повені, а тривалість спаду - за різницею дат кінця повені та максимальної витрати.

Гідрограф повені може бути однопіковим (одномодальним), дво-, три- та багатопіковим. Рівнинні річки мають, як правило, однопіковий гідрограф повені. Дво- або трипікова весняна повінь на рівнинних річках спостерігається або під час повернення холоду (переривиста водовіддача), або у разі неодночасного надходження талих вод з різних частин басейну, що відбувається через різну лісистість або різний рельєф. Багатопікова або гребінчаста повінь має місце для річок гірських районів або у районах з мусонним кліматом внаслідок інтенсивності та переривистих зливових дощів.

Паводки характеризуються такими самими елементами паводкової хвилі, що і весняна повінь: початок і кінець паводку, максимальна витрата води, тривалість паводку, форма паводкової хвилі. Тривалість паводкового періоду визначається як сумарна тривалість усіх паводків за рік.

Тривалість літньо-осінньої межені знаходиться як сумарна тривалість (у добах) періодів з низькими витратами води за час від кінця весняної повені до початку осіннього підйому рівня або до появи льодових явищ. Літньо-осіння межень може відзначатися підвищеною або пониженою порівняно із зимовою водністю, може бути стійкою, довгою, а також переривистою, нестійкою (періодично порушується дощовими паводками).

### **3.2 Розчленування гідрографів**

Кількісна оцінка частки кожного виду живлення у загальному об'ємі стоку річки здійснюється розчленуванням гідрографа (хронологічний графік зміни витрат води у певному створі водотоку). Розчленування гідрографа за джерелами живлення відбувається на підставі врахування особливості режиму річки, умов припливу води від дощів, сніготанення та підземним шляхом. Для рівнинних річок з ясно вираженою весняною повінню найбільш невизначеною є операція виділення підземного стоку та стоку дощових паводків. Найпростіший спосіб виділення підземного стоку - з'єднання на гідрографі прямою лінією мінімальних витрат передвесняного та меженого періодів. Оскільки витрати початку літньої межені, як правило, вищі від витрат попередньої весняної повені, то за цією схемою значення підземного стоку дещо збільшується під час весняної повені. Виділення дощових паводків здійснюється шляхом перетину вітки підйому і спаду з лінією, що відокремлює підземний стік від поверхневого.

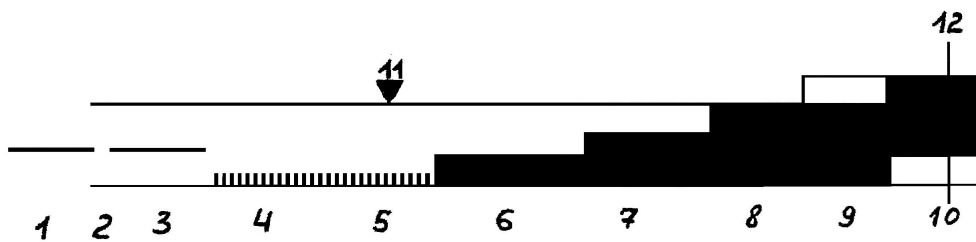
## Порядок виконання роботи

Вивченню водного режиму річки (аналіз впливу основних факторів на формування стоку, характеристика фаз водного режиму, оцінка частки складників живлення річки) можна виконати на підставі комплексних графіків гідрометеорологічних спостережень за характерні роки (багатоводний, маловодний, середній щодо водності).

При будові комплексного графіку вживають такі дані: значення середньодобових витрат води та фази льодового режиму за даними вимірювань у замикаючому створі, середньодобові температури повітря та добові суми опадів за даними вимірювань на метеорологічній станції, яка знаходиться у центрі ваги басейну. Ці характеристики є у Гідрологічному щорічнику – таблиці “Расходы воды” і “Уровни воды” та у Метеорологічному щомісячнику – таблиці “Осадки, мм, суточные данные станций” та “Температура воздуха, суточные данные станций”. Льодові явища позначаються так:

э	-	забереги
} (с)	-	закраїни
:	-	сало
× (*)	-	рідкий шугохід
*(ш)	-	середній, густий шугохід
X (<)	-	зажор нижче водпоста
X (>)	-	зажор у створі або вище водпоста
0 (х)	-	льодохід рідкий
• (л)	-	середній, густий льодохід
∇ (<)	-	затор нижче водпоста
Δ (>)	-	затор вище водпоста
(I)	-	льодостав
(↑)	-	вода тече по поверхні льоду
П	-	посування льоду
Z	-	льодостав
T	-	водна рослинність
;	-	льодостав з торосами
]	-	льодостав з шугою
I	-	наледь
прмз	-	річка перемерзла
прсх	-	річка пересохла

На комплексному графіку для визначення фаз льодового режиму використовують графічні будови виду



Тут прийняті такі визначення: 1 – сало; 2 – забереги; 3 – сало при заберегах; 4 – рідкий шугохід; 5 – шугохід; 6 – рідкий льодохід; 8 – нерухомий льодовий покрив; 9 – вода тече поверх льоду; 10 – закраїни і льод підняло; 11 – дата зажору або затору; 12 – дата посування льоду.

Комплексний графік будують на листі міліметровки формату 12 (297x420). Горизонтальний часовий масштаб 1 мм – 1 доба. Вертикальний масштаб: для температури 1 мм – 1 °С, для опадів 1 мм : 1 мм. Масштаб для витрат обирають на підставі амплітуди витрат (1:10, 1:20, 1:50, 1:100, 1:200, 1:500 і ін.) так, щоб шкала витрат порівнювала 7-14 см.

Середньодобові витрати води, середньодобові температури повітря, добові суми опадів наносять на комплексний графік на кожен день, відносячи значення цих елементів на кінець доби (лінія, яка обмежує міліметрову поділку праворуч). При цьому позитивну температуру повітря виділяють червоним кольором, негативну – синім. Рідкі опади зображують зачерненими стовпчиками, тверді – незачерненими. Льодові явища наносять за допомогою умовних позначень у горизонтальній смужки товщиною 4 мм. Довжина смужки відповідає тривалості льодових явищ.

### Приклад розрахунку

**Дано:** таблиця щодобових витрат води для р. Десна м.Чернігів за 1986 р., таблиця середньодобових температур повітря та таблиця добових сум опадів по метеостанції м.Трубчевськ, яка знаходиться поблизу центра ваги річкового басейну (дані наводяться).

Водозбір р.Десна розміщений на західній окраїні Середньо-Російської височини у зоні широколистяних лісів. Коливання висот у межах водозбора складає від 100 до 200 м над рівнем моря. Переважають піщані та глинисто-піщані ґрунти. Площа водозбора 81400 км<sup>2</sup>, лісистість близько 30 %, озерність і заболоченість менше 1 %, розораність складає приблизно 30 %. Господарська діяльність людини істотно не впливає на водний режим.



**Завдання:** 1. Побудувати комплексний графік гідрометеорологічних спостережень за 1986 р.

2. Дослідити вплив основних фізико-географічних чинників на водний режим річки.

3. Виконати вибірку характерних витрат і дат для основних фаз водного режиму.

4. Виконати розчленування гідрографа методом прямого зрізання та зробити кількісну оцінку частки різних складників живлення річки графоаналітичним способом.

5. Обчислити основні характеристики стоку.

Відповідно до Порадника вип.6, ч.2 на стандартному листі міліметровки будується комплексний графік, на який наносяться середньодобові витрати води р.Десна – м.Чернігів за 1986 р., льодова обстановка та метеодані – добові суми опадів і середньодобові температури повітря м/с Трубчевськ (рис 2.1)

Вплив основних фізико-географічних чинників на водний режим річки можна встановити, порівнюючи хід стоку з ходом основних метеоелементів.

Зимовий період 1986 р. характеризується переважно негативними температурами, які досягають  $-26^{\circ}\text{C}$  у січні. Сталі негативні температури на початку року сприяють плавному наростанню товщини льодового покриву. Стік змінюється незначно і формується виключно підземними водами. У кінці року початок зимового періоду збігається зі сталим переходом температури повітря через  $0^{\circ}\text{C}$  до негативних температур і, як наслідок, виникнення льодових явищ у вигляді заберегів та шуги. Коливання температур близько  $0^{\circ}\text{C}$  заважає утворенню льодоставу. Сніготанення під час відлиги призводить до підвищення рівня (витрат) води у річці. Початок весняного підняття збігається зі сталим переходом повітря через  $0^{\circ}\text{C}$  до позитивних значень. Витрати води різко збільшуються внаслідок танення снігозапасів, накопичених на водозборі у зимовий період, що приводить до скресання річки. Льодоход триває 5 діб. Коливання температури повітря на підйомі повені сповільнює зростання витрат води, тому гілка підйому має загнений характер. Рідкі опади на підйомі повені незначні та не впливають на хід стоку. Пік повені добре виражений і сформований талими сніговими водами. Спад повені значно перевищує тривалість підйому, що зумовлено таненням снігу у лісі та дощами, які випадають у цей період.

Літньо-осінній період характеризується сталим низьким (меженим) стоком та осіннім паводком. Опади, що випадають у літній період, не утворюють паводків через поширення на водозборі піщаних та глинисто-піщаних ґрунтів, які добре вбирають вологу.

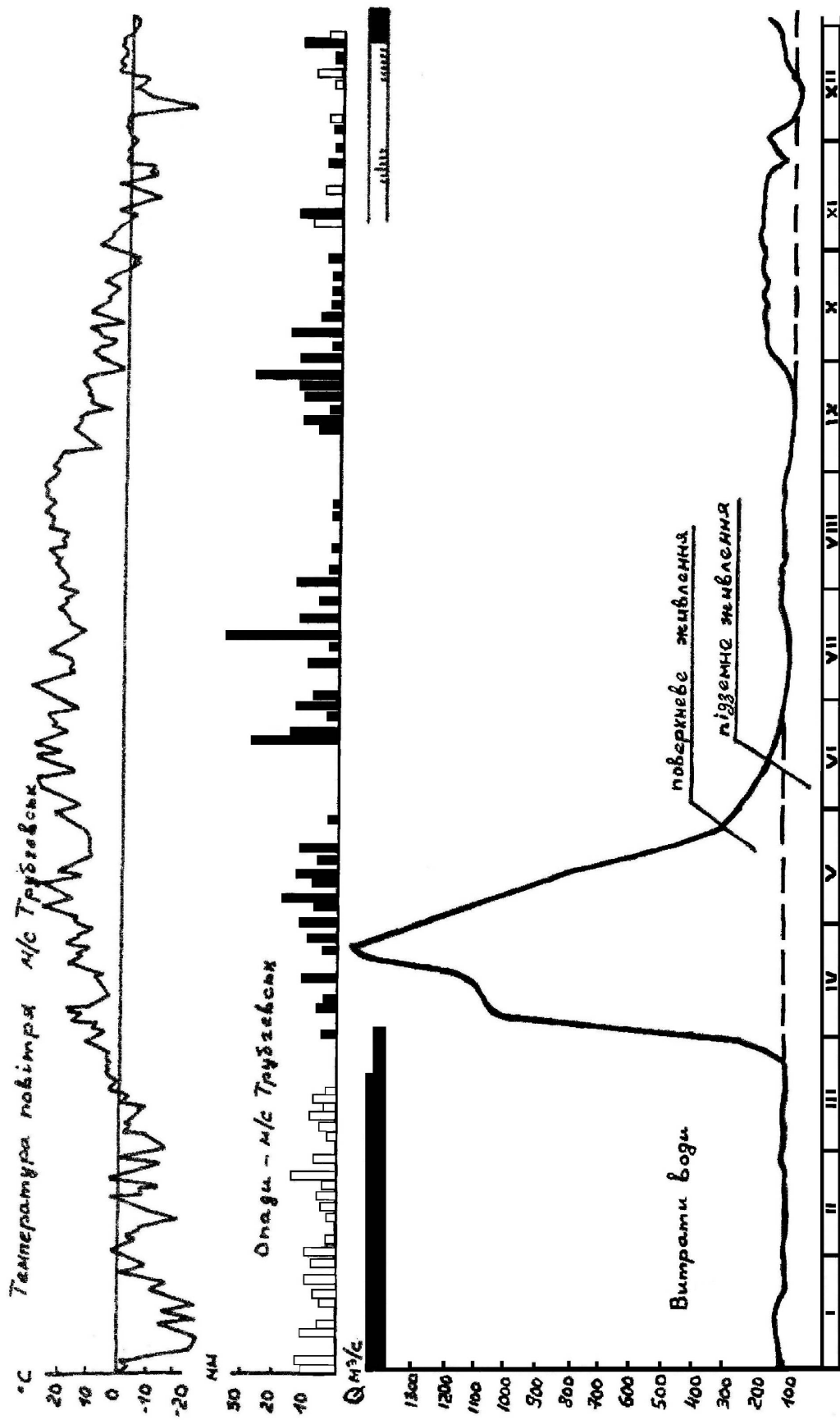


Рисунок 2.1 – Комплексний графік ходу гідрометеорологічних елементів р.Десна-м.Чернігів, 1986 р.

Внаслідок цього відбувається накопичення запасів підземних вод. В осінній період опади значніші за величиною формують порівняно невисокий, але тривалий паводок. У цей період річка живиться за рахунок підземних і дощових вод.

Аналіз комплексного графіка показує, що у водному режимі р.Десна за 1986 р. виділяються такі основні фази: весняна повінь, літньо-осінній паводок, зимова межень.

Весняна повінь, що є основною фазою водного режиму, формується за рахунок танення снігу. Згідно з “Ресурсами поверхневих вод” частка снігового стоку в період повені може досягати 55 %, дощового – 5 %, ґрунтового – 40 %. Тривалість повені дорівнює три місяці, що зумовлено здебільш кліматичними особливостями цього року. Повінь починається при витраті 131 м<sup>3</sup>/с. Тривалість підйому повені – приблизно місяць. Повінь на р.Десна у 1986 р. має один пік. Максимальна витрата спостерігається дві доби (23, 24 /IV) і дорівнює 1400 м<sup>3</sup>/с. Тривалість спаду повені складає два місяця. Повінь закінчується 24/VI при витраті 149 м<sup>3</sup>/с.

Літньо-осіння межень р.Десна стала та довгочасна. Її тривалість складає 65 діб. У першій половині літа опади трохи збільшують витрати води. Найменші витрати літньо-осінньої межені дорівнюють 92.0 м<sup>3</sup>/с і спостерігались 15-19 /IX. У кінці вересня межені витрати перериваються дощовим паводком.

Осінній паводок сформований рідинними опадами. Паводок починається 26/IX при витраті 100 м<sup>3</sup>/с. Максимальна витрата спостерігалась 26/X і складала 185 м<sup>3</sup>/с. Паводок закінчується 5/XII при витраті 90.0 м<sup>3</sup>/с.

Зимова межень установлюється у грудні та продовжується до початку підйому повені. У цей період водний режим визначається режимом підземних вод і льодовим режимом. На початку року витрати незначно змінюються. Мінімальні витрати зимової межені досягають 68.3 м<sup>3</sup>/с – 10/XII. Початок року характеризується сталим льодоставом. З переходом температури повітря через 0 °С до позитивних значень починається процес зруйнування льоду. Супроводжується він весняним льодоходом тривалістю 10 діб від 21/III до 31/III. У кінці року льодові явища подані заберегами, шугоходом і льодоставом. Загальна тривалість льодоставу 87 діб. Через несталий температурний режим витрати в кінці року значно змінюються.

Кількісна оцінка джерел живлення у загальному стоці річки здійснюється розчленуванням гідрографа за методом зрізки. Виділення на гідрографі окремих складників виконують так:

**1.** Підземний стік  $W_{\text{підз}}$  виділяють, з'єднуючи горизонтальною лінією точки найменших витрат, які спостерігались наприкінці зими та перед початком осіннього паводку.

2. Поверхневий стік  $W_{\text{пов}}$  визначається графоаналітично за формулою

$$W_{\text{пов}} = CN,$$

де  $C$  – ціна ділення розрахункової клітки палетки у масштабі робочого графіка;  $N = N_1 + N_2$  - кількість кліток у фігурах весняної повені  $N_1$  та осіннього паводка  $N_2$ .

$$C = 0.5 \text{ см} \times 0.5 \text{ см} = 50 \times 5 \cdot 86400 = 21.6 \cdot 10^6 \text{ м}^3,$$

$$N_1 = 187, \quad N_2 = 21, \quad N = 208,$$

$$W_{\text{пов}} = 21.6 \cdot 10^6 \times 208 = 4490 \cdot 10^6 \text{ м}^3,$$

3. Об'єм річного стоку

$$W_p = \bar{Q}_p \cdot T,$$

де  $\bar{Q}_p$  - середньорічна витрата води;  $T$  – кількість секунд у році,

$$T = 31.54 \cdot 10^6 \text{ с.} \quad \bar{Q}_p = 269 \text{ м}^3/\text{с.}$$

$$W_p = 269 \cdot 31.54 \cdot 10^6 = 8480 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

4. Об'єм підземного стоку

$$W_{\text{підз}} = W_p - W_{\text{пов}} = 3990 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

У відсотках від об'єму стоку за рік.

$$W_{\text{пов}} = \frac{4490 \cdot 10^6}{8480 \cdot 10^6} \cdot 100 = 53\% ,$$

$$W_{\text{підз}} = 100 - 53 = 47\% .$$

Аналіз одержаних даних дозволяє зробити висновок про те, що у живленні річки переважає поверхнєве живлення – снігове та дощове.

Частка поверхневого стоку від загального об'єму стоку за рік дорівнює 53 %, частка підземного – 47 %.

5. Основні характеристики стоку для р.Десна – м.Чернігів у 1986 р. обчислюються за формулами (2.1 - 2.3).

1.Об'єм стоку за рік

$$W_p = \bar{Q}_p T = 269 \cdot 31.54 \cdot 10^6 = 8480 \cdot 10^6 \text{ м}^3$$

2.Середньорічний модуль стоку

$$q = \frac{\bar{Q}_p \cdot 10^3}{F} = \frac{269 \cdot 10^3}{81400} = 3.30 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$$

3.Шар річного стоку

$$y_p = \frac{W_p}{F \cdot 10^3} = \frac{8480 \cdot 10^6}{81400 \cdot 10^3} = 104 \text{ мм,}$$

де F- площа водозбору, F=81400 км<sup>2</sup>.

### Контрольні питання

1. Що таке модуль стоку і як його визначити?
2. Які існують фази водного режиму і як вони формуються?
3. Що називається стоком?

### Практичне завдання:

1. По наданому прикладу побудувати комплексний графік гідрометеорологічних спостережень; дослідити вплив основних фізико-географічних чинників на водний режим річки, виконати вибірку характерних витрат і дат для основних фаз водного режиму; виконати розчленування гідрографа методом прямого зрізання та зробити кількісну оцінку частки різних складників живлення річки графоаналітичним способом; обчислити основні характеристики стоку.
2. Практична робота складається з теоретичної (див. стор. 12-17) і практичної (див. стор. 19-24) частин

### Література

- 1.Чеботарев А.И. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1975.
- 2.Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія з основами водних меліорацій. – К.:1994.
- 3.Лучшева А.А. Практическая гидрология, - Л.: Гидрометеиздат, 1976.

### ЗАВДАННЯ № 3

## РОЗРАХУНОК СКЛАДОВИХ РІВНЯННЯ ВОДНОГО БАЛАНСУ ВОДОЗБОРУ ЗА БАГАТОРІЧНИЙ ПЕРІОД

### ЗАГАЛЬНІ ПОЛОЖЕННЯ

Метод водного балансу є одним з найобґрунтованіших при дослідженні гідрологічного режиму річок, озер, боліт та інших водних об'єктів як в природному стані, так і в умовах діяльності людини.

На основі рівняння водного балансу може бути розглянуто зміст, зв'язки припливу, витрати та акумуляції води для окремих ділянок територій, водних об'єктів або річкових басейнів.

Рівняння водного балансу для річкового басейну, в якому збігаються поверхневий та підземний водорозділи, а ерозійний вріз русла забезпечує дренавання основних горизонтів, для будь-якого часу запишемо так:

$$E = X + Y_{\text{під}} + Y_{\text{пов}} \pm \Delta W, \quad (3.1)$$

де  $X$  - опади, прихідна частина рівняння;  $E$  - випаровування;  $Y_{\text{пов}}$  - поверхневий стік;  $Y_{\text{під}}$  - підземний стік.  $E$ ,  $Y_{\text{під}}$ ,  $Y_{\text{пов}}$  - витратна частина рівняння.  $\Delta W$  - зміна запасів вологи в ґрунтах басейну, а також у русловій мережі, озерах та болотах, що розташовані у межах басейну. Знак "+" при  $\Delta W$  вказує на накопичення, а "-" – на витрату запасів води на водозборі.

Зростання поверхневого та підземного водорозділів є умовою відсутності водообміну з суміжними водозборами.

Сума  $Y_{\text{пов}} + Y_{\text{під}}$  - це сумарний стік  $Y$ , з урахуванням якого рівняння (3.1) буде мати вигляд

$$X = E + Y \pm \Delta W \quad (3.2)$$

Для багаторічного періоду зміна запасів вологи в межах річкового водозбору наближається до нуля ( $\pm \Delta W = 0$ ), а опади, випаровування та стік будуть відповідати їх середнім значенням -  $X_0$ ,  $E_0$  та  $Y_0$ . Рівняння має структуру:

$$X_0 = E_0 + Y_0. \quad (3.3)$$

Аналіз рівняння (3.3) показує, що в багаторічному періоді атмосферні опади, що випадають на поверхню водозбору, витрачаються на випаровування та стік. Це стосується лише великих басейнів, коли має

місце повне дренажування підземних вод.

Якщо річка впадає в безстічний басейн, наприклад озеро, із якого нема стоку, такі басейни мають назву безстічних, вони більш поширені в засушливих районах країн. Із визначення виходить, що  $Y_0 = 0$ , а

$$X_0 = E_0, \quad (3.4)$$

тобто в багаторічному розрізі опади витрачаються на випаровування.

У гідрологічній практиці рівняння водного балансу широко застосовують не тільки для ув'язки його складових, а й для визначення невідомих величин. В межах водозбору безпосередньо вимірюються тільки опади ( $X$ ) та загальний стік ( $Y$ ). Вимірювання випаровування за допомогою випарників, встановлених в окремих частинах водозбору, дають лише приблизну оцінку випаровування з поверхні водозбору та характеризують локальні особливості території, а не водозбору в цілому.

Обчислення випаровування  $E$  за рівнянням водного балансу при відомих значеннях стоку та опадів, особливо для багаторічного періоду, великі труднощі не спричиняє. Для коротких часових інтервалів при визначенні випаровування за рівнянням (3.2) необхідно мати дані про зміни вологи на водозборі. В такому разі рівняння (3.2) фактично має дві невідомих складових:  $\Delta W$  та  $E$ .

При відсутності вимірювань стоку значення випаровування з поверхні річкових водозборів можна встановити в процесі досліджень зв'язків з метеорологічними показниками (температура, вологість повітря). На підставі цих залежностей можна оцінити середній багаторічний стік з недосліджених у гідрологічному відношенні водозборів.

## **1 РОЗРАХУНОК СЕРЕДНЬОЇ БАГАТОРІЧНОЇ КІЛЬКОСТІ ОПАДІВ НА ВОДОЗБОРІ**

Кількість опадів, які випадають на поверхню водозбору, залежить від характеру атмосферних процесів та фізико-географічних чинників: віддаленості місцевості від морів та океанів, рельєфу місцевості, наявності лісових масивів, внутрішніх водоймищ.

Рельєф водозбору впливає на кількість, характер випадання та розподіл опадів по території. Вплив рельєфу на кількість атмосферних опадів виявляється в тому, що з підвищенням місцевості над рівнем моря до визначеної висоти кількість опадів збільшується. Спостереження доводять, що збільшення відбувається до висот 2500-3000 м, що пов'язано зі зменшенням вологості з висотою. Ця закономірність найчіткіше простежується в гірських районах. Але й невеликі висоти на рівнинах збільшують річні суми опадів на 100-150 мм порівняно з навколишньою

місцевістю.

Вплив лісу на кількість опадів має складний характер. З одного боку, ліс збільшує кількість опадів через відмінність динамічної шорсткості лісних і безлісних територій. З другого боку, ліс кронами дерев затримує частку опадів, яка потім випаровується. Ліс також сповільнює процес танення снігу. Внаслідок високої інфільтраційної здатності лісові ґрунти спричиняють перехід поверхневого стоку в підземний. Ліс конденсує вологу не тільки влітку, а і взимку у вигляді інею, паморозі, ожеледиці.

На поверхні великих внутрішніх водоймищ випадає менша кількість опадів порівняно з навколишньою місцевістю. Це пов'язано з наявністю температурної інверсії над водоймищем, а також внаслідок відмінності динамічної шорсткості водної поверхні та поверхні суші. Повітряні маси опускаються, над водоймищем температура нижче, чим на висоті, і стан насичення не відбувається.

В залежності від рельєфу місцевості, наявності метеостанцій та метеопостів, рівномірності їх розподілу по території розрахунок середньобагаторічної кількості опадів здійснюється за двома методами: середнього арифметичного та ізогіет.

### ***1.1 Метод середнього арифметичного***

Цей метод передбачає розрахунок середнього шару опадів за показниками усіх метеостанцій та постів на водозборі:

$$X_0 = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}, \quad (3.5)$$

де  $\sum X_i$  - сума річних опадів за спостереженнями на метеостанціях, мм;  
n - кількість метеостанцій.

Даний метод дає задовільні результати у випадку густої та рівномірної мережі метеостанцій на рівнинній території.

### ***1.2 Метод ізогіет***

Метод ізогіет здійснюється шляхом проведення на карті ліній однаковою кількістю опадів за багаторічний інтервал часу. Метод застосовується до водозборів будь-яких типів: рівнинних та гірських.

На рівнинних територіях виконується лінійна інтерполяція опадів між пунктами спостережень при проведенні ізогіет. В гірських районах треба виявити залежності між опадами і висотою місцевості.



Середній шар опадів обчислюється за формулою:

$$X_0 = \frac{x_1 f_1 + x_2 f_2 + \dots + x_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (3.6)$$

де  $x_1, x_2, \dots, x_n$  - середнє значення опадів між ізогіетами;  $f_1, f_2, \dots, f_n$  - площі між ізогіетами і вододільною лінією.

### Приклад розрахунку

**Дано:** 1.Схема водозбору р.В'ятка – м.Кіров (рис.3.1 ).  
2.Річні суми опадів ( табл. 3.1 ).

### Необхідно:

Розрахувати шар опадів для водозбору р.Дон - м.Ліски методами:

- 1) середнього арифметичного;
- 2) ізогіет;
- 3) середньозваженого.

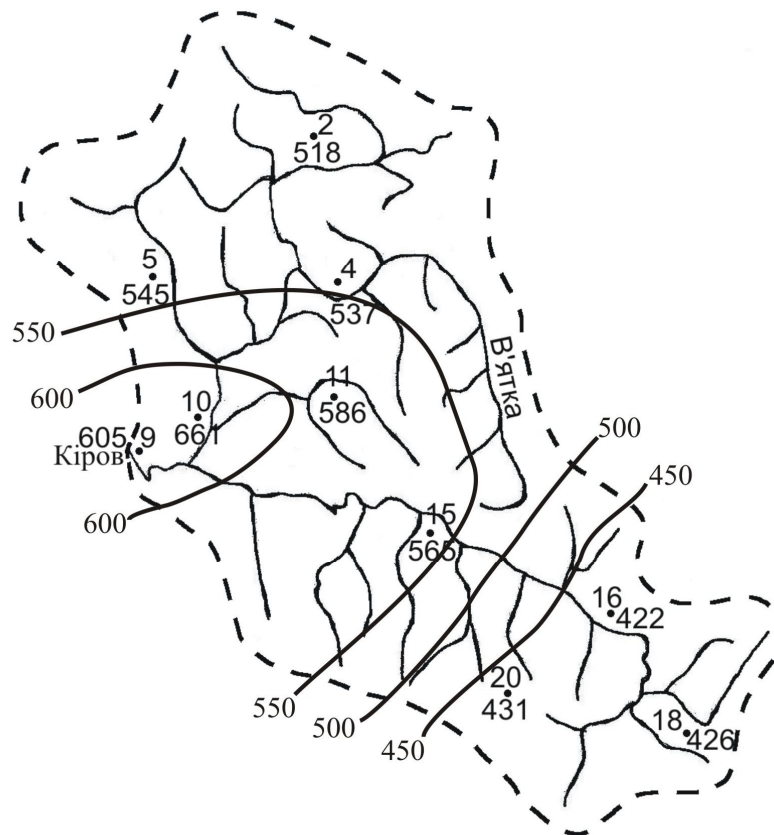


Рисунок 3.1 – Карта-схема водозбору р.В'ятка – м.Кіров  
450, 500, 550, 600 – ізогіети

Таблиця 3.1 – Річні суми опадів

№№	Метеостанція	Середньорічна кількість опадів
1	2	518
2	4	537
3	5	545
4	9	605
5	10	661
6	11	586
7	15	565
8	16	422
9	18	426
10	20	431

Сума 5296

### Порядок виконання роботи

Опади по метеостанціях на водозборі р.В'ятка – м.Кіров змінюються від 540 до 764 мм. У зв'язку з тим, що територія має рівнинний характер, до розрахунків взяті показники метеостанцій на відстані до 100 км від водозбору.

1) Метод середнього арифметичного.

Розрахунок за формулою (3.5)

$$X_0 = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} = \frac{5296}{13} = 529,6 \text{ мм}$$

2) Метод ізогіет.

Амплітуда коливання опадів по метеостанціях – 224 мм ( $A = X_{\max} - X_{\min}$ ), по ній вибирається перетин з таким розрахунком, щоб на карті було не менше трьох ізогіет.

Ізолінії проводять через 5, 10, 20, 25, мм (або кратними цим числам) за допомогою лінійної інтерполяції опадів між станціями. Ізолінії проведені з шагом 50 мм. На водозборі проходять ізолінії : 450, 500, 550, 600 мм (рис.3.1). За допомогою палетки обчислюються площі між ізогіетами та вододільною лінією (табл. 3.2).

Таблиця 3.2 – Розрахунок шару опадів за методом ізогіет  
р.В'ятка – м.Кіров

Значення ізогіет,мм	$x_i$ , мм	$F_i$ в поділках палетки	$x_i f_i$
661-600	630,5	13	8196,5
600-550	575	73	41975
550-500	525	117	61425
500-450	475	19	9025
450-422	436	54	23544
	Сума		144165,58

Середній шар опадів дорівнює: 
$$X_0 = \frac{144165.5}{276} = 522,3 \text{ мм}$$

Результати обчислення двома методами наведені у табл. 3.3

Таблиця 3.3 - Зіставлення результатів розрахунків

№	Метод	$X_0$ , мм
1	Середнього арифметичного	529,6
2	Ізогіет	522,3

## 2 РОЗРАХУНОК СЕРЕДНЬОГО БАГАТОРІЧНОГО ВИПАРОВУВАННЯ З ПОВЕРХНІ ВОДОЗБОРУ

Середнє багаторічне випаровування визначається за трьома методами: по карті ізоліній, за температурою та вологістю повітря (метод А.Р.Константинова) і за рівнянням зв'язку М.І.Будико.

### 2.1 Розрахунок випаровування по карті ізоліній

Значення середнього багаторічного випаровування визначають по карті ізоліній (рис.3.3) для площі 6000 ...10 000 км<sup>2</sup>. Приблизне значення випаровування установлюють для центра ваги річних водозборів за його координатами.

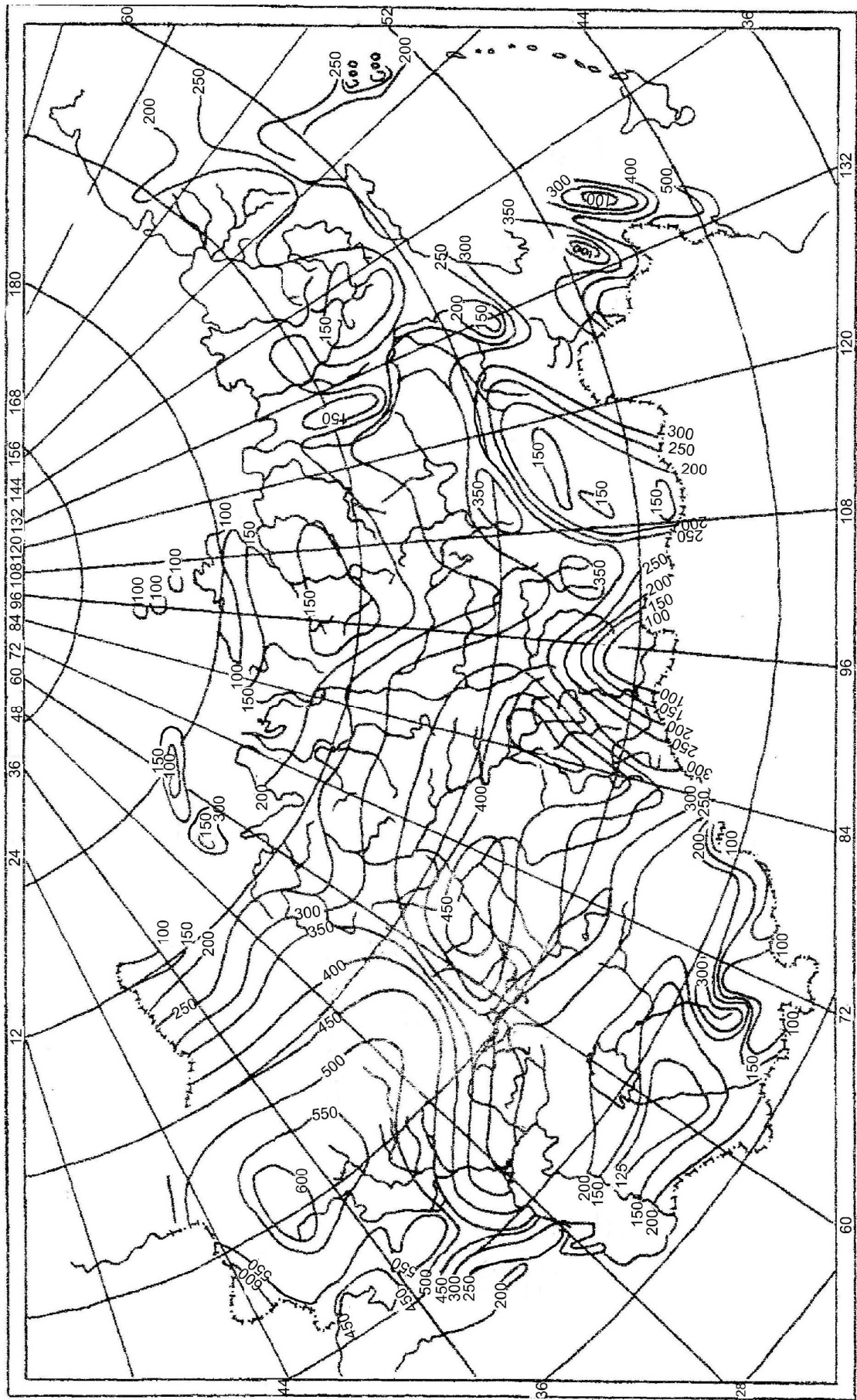


Рисунок 3.3 – Середній річний шар випаровування з поверхні суші. мм

Між сусідніми ізолініями виконується лінійна інтерполяція. Якщо водозбір перетинає декілька ізоліній, то випаровування обчислюється як середнє зважене

$$E = \frac{\sum_{i=1}^n E_i f_i}{F}, \quad (3.7)$$

де  $E_i$  - середні значення випаровування між сусідніми ізолініями;  $f_i$ - площі між відповідними ізолініями;  $F$  - площа водозбору.

Для р.В'ятка – м.Кіров з координатами центра ваги водозбору  $59^{\circ}$  півн.ш. та  $57^{\circ}31'$  с.д. (ст. Кірс) приблизне значення випаровування по карті  $E_0=400$  мм.

## **2.2 Розрахунок середнього багаторічного випаровування за температурою та вологістю повітря (метод Р.А. Константинова)**

Середнє багаторічне випаровування обчислюється за номограмою  $E_0 = f(t, e, \text{гПа})$  (рис. 3.4). Середні багаторічні значення температури та вологості повітря визначають для центра ваги водозбору по метеостанції.

Даний метод дає задовільні результати для районів з достатнім зволоженням, а також для лісних територій, на яких процес випаровування визначається припливом тепла, а ресурси ґрунтової вологи не обмежені. Результати розрахунку наводяться у табл. 3.4.

Таблиця 3.4 – Розрахунок середнього багаторічного випаровування за температурою та вологістю повітря

Метеостанція	$t, ^{\circ}\text{C}$	$e, \text{гПа}$	$E_0, \text{мм}$
Кірс	0,5	6,6	380

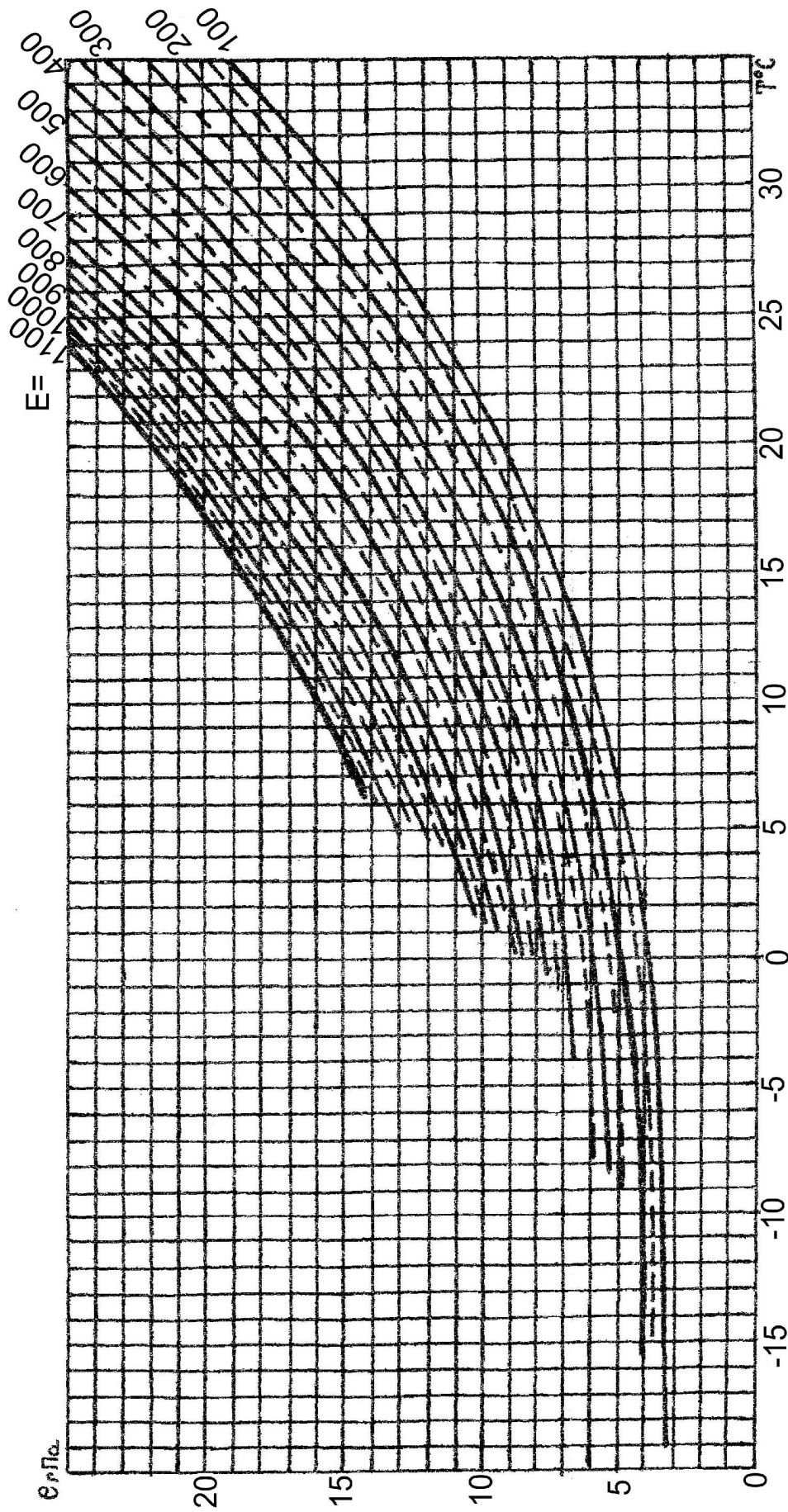


Рисунок 3.4 – Номограма для вичислення середнього багаторічного випаровування  $E$  (мм) по середньорічній температурі повітря  $T$  та вологості повітря  $e$ .

### 2.3 Розрахунок середнього багаторічного випаровування за рівнянням зв'язку М.І.Будико

Середнє багаторічне випаровування визначається за даними спостережень за атмосферними опадами.

Випаровування обчислюють за рівнянням зв'язку М.І. Будико.

$$E_0 = \sqrt{\frac{R_0 X_0}{L} \left( 1 - e^{\frac{-R_0}{X_0 L}} \right) \operatorname{tg} \frac{X_0 L}{R_0}}, \quad (3.8)$$

де  $R_0$  - радіаційний баланс для зволоженої території, кДж/см<sup>2</sup> рік;

$X_0$  - середня багаторічна сума опадів,

$L$  - питома теплота випаровування, Дж/кг.

Зволоженість визначається опадами  $X_0$ , а теплоенергетичні ресурси клімату – значенням радіаційного балансу.

Середнє багаторічне випаровування обчислюється за номограмою  $E = f(X_0, R_0)$  (рис. 3.5). Значення  $R_0$  визначають по карті (рис.3.6).

Результати розрахунку наводяться у табл. 3.5.

Таблиця 3.5 – Розрахунок середнього багаторічного випаровування з поверхні водозбору

Метеостанція	$X_0$	$R_0$	$E_0$
Кірс	689	127,5	400

Результати розрахунків, отримані різними методами, наводяться у табл. 3.6 та аналізуються.

Таблиця 3.6 – Зіставлення результатів розрахунків

№	Метод розрахунку	$E_0$
1	По карті	400
2	По температурі та вологості	380
3	За рівнянням М.І.Будико	400

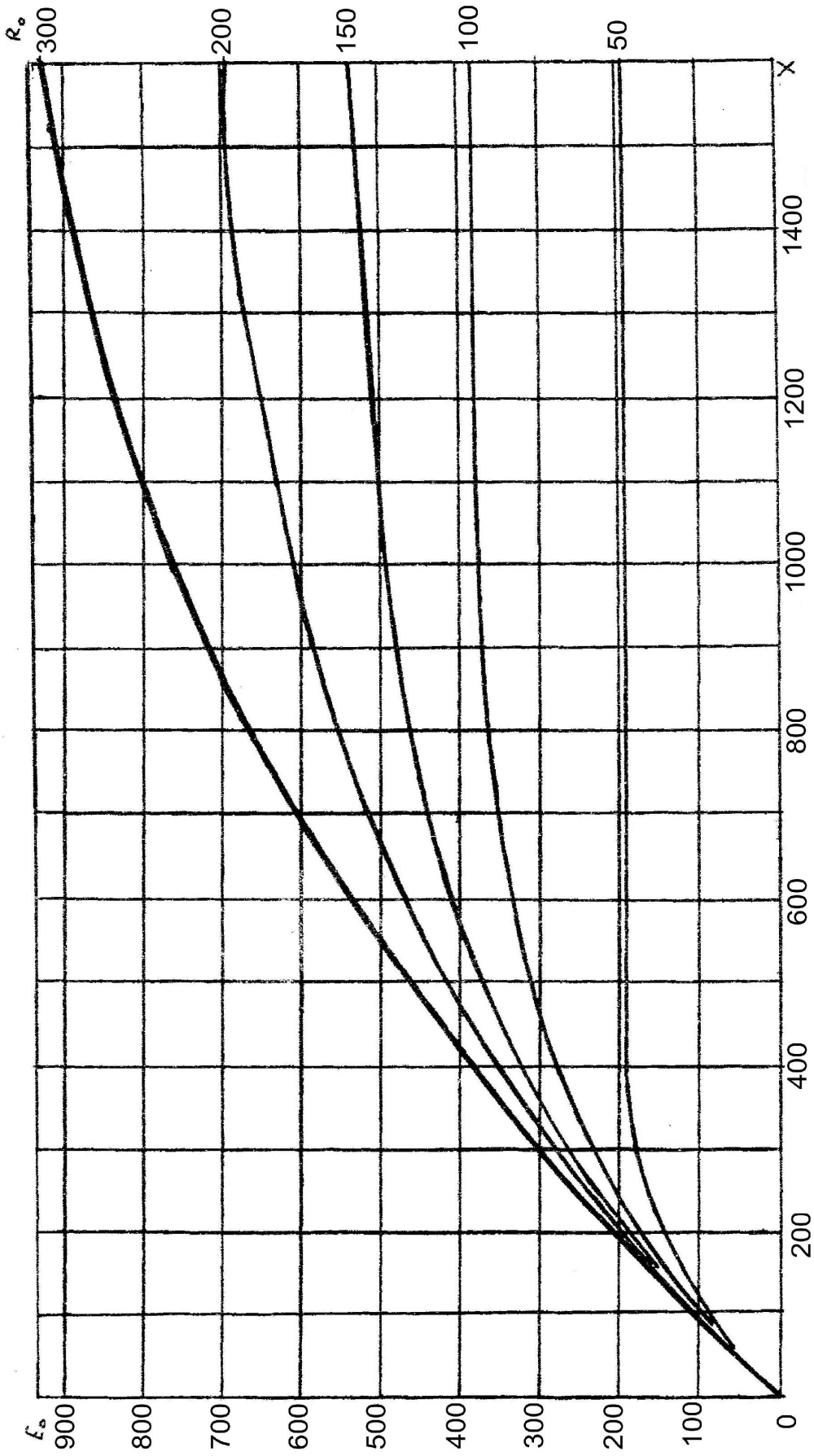


Рисунок 3.5 – Номограма для обчислення середнього багаторічного випаровування  $E$  (мм/рік) за опадами  $X$  (мм/рік) та радіаційним балансом зволоженої поверхні (кДж/см<sup>2</sup>/рік)



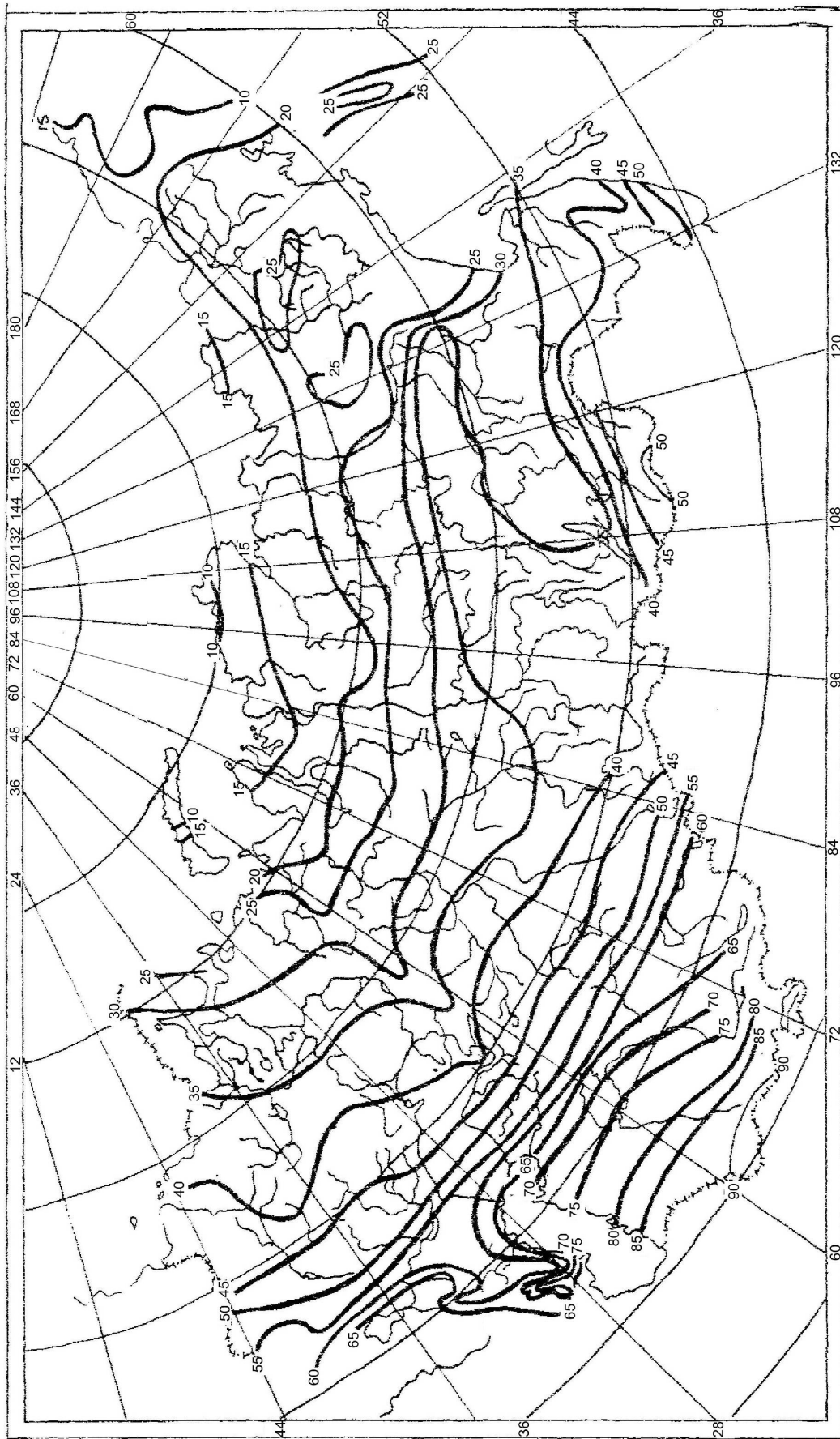


Рисунок 3.6 – Середньорічний радіаційний баланс зволженої поверхні  $R_0$  ккал/(см<sup>2</sup>рік). Значення  $R_0$  в ккал/(см<sup>2</sup>рік) треба перевести в кДж/(см<sup>2</sup>рік) (помножити на 4.19)

### 3 РОЗРАХУНОК СЕРЕДНЬОГО БАГАТОРІЧНОГО ШАРУ РІЧНОГО СТОКУ

За відсутності систематичних вимірювань стоку середній багаторічний шар (норма) річного стоку визначається по карті.

Принципова можливість побудови карт норми річного стоку впливає безпосередньо з рівняння водного балансу (3.3). Складові рівняння: опади  $X_0$  та випаровування, взагалі мають зональний розподіл за територією, за винятком гірських районів, де широтна закономірність змінюється висотною. В силу зональної зміни за територією складових балансу рівняння, тій же закономірності підлягає і стік  $Y_0$ .

На відміну від метеорологічних величин, які належать до тієї точки простору, в якій вони виміряні, стокові величини мають інтегральний характер. Вони відносяться не до місця вимірювання стоку, а до центра ваги водозбору. У простішому випадку центр ваги розміщений як точка перетину великої та малої осі водозбору.

Між сусідніми ізолініями стоку виконується лінійна інтерполяція. Якщо водозбір перетинає декілька ізоліній, то середнє багаторічне значення стоку обчислюється як середньозважене за площею

$$Y_0 = - \frac{\bar{y}_1 f_1 + \bar{y}_2 f_2 + \dots + \bar{y}_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (3.9)$$

де  $Y_0$  - значення стоку для досліджуваного водозбору;  $\bar{y}_1, \bar{y}_2, \dots, \bar{y}_n$  - середні значення стоку між сусідніми ізолініями;  $f_1, f_2, \dots, f_n$  - площі між відповідними ізолініями стоку.

Кarti середнього багаторічного річного стоку надруковані в офіційних документах Держкомгідромета у модулях стоку.

Розрахунок середнього багаторічного річного стоку у шарах виконується за формулою:

$$Y_0 = 31.54 q_0, \quad (3.10)$$

де  $q_0$  - модуль річного стоку, визначений по карті стоку.

Результати розрахунків наводяться у табл. 3.8.

Таблиця 3.8 – Зіставлення результатів визначення середнього багаторічного шару стоку

Метод	$Y_0$ , мм
Водного балансу	
За картою	

### **Контрольні питання**

1. Як розрахувати шар опадів за методом ізогіет?
2. Які методи розрахунку середнього багаторічного випаровування існують?
3. Як розрахувати середній шар річного стоку за відсутністю систематичних вимірювань стоку?

### **Практичне завдання:**

1. Розрахувати:
  - середньобогаторічну кількість опадів на водозборі
  - середньобогаторічне випаровування з поверхні водозбору
  - середньобогаторічний шар річкового стоку
2. Практична робота складається з теоретичної і практичної частин

### **Література**

1. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. - Київ.: 1994
2. Лучшева А.А. Практическая гидрология.- Л.: Гидрометиздат. 1976.
3. Самохин А.А., Соловьева Н.Н., Догановский А.М. Практикум по гидрологии. –Л.: Гидрометиздат, 1980.

Збірник методичних вказівок  
до практичних робіт з дисципліни  
"Фізична гідрологія"

Укладачі: к.г.н., доц. Єхніч М.П.  
к.г.н., доц. Бурлуцька М.Е.  
інж. Харитонова А.С.

Підп. до друку	Формат 60×84/16	Папір офс.
Умовн. друк. арк.	Тираж	Зам. №

Надруковано з готових оригінал – макетів

---

Одеський державний екологічний університет  
65015, Одеса, вул. Львівська, 15

---