

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ**

**ФІЗИЧНА ГІДРОЛОГІЯ**

**Одеса-2001**

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ**

**ФІЗИЧНА ГІДРОЛОГІЯ**  
(конспект лекцій)

Затверджено вченою радою  
інституту як конспект лекцій  
для студентів III курсу факультету  
комп'ютерних наук і менеджменту  
спеціальність – "Іформаційні управляючі  
системи і технології»

**Одеса-2001**

**Фізична гідрологія / Овчарук В.А . –Одеса, ОГМІ, 2001 р. – 59 с.**

Конспект лекцій використовується для очної та заочної форми навчання.

# ФІЗИЧНА ГІДРОЛОГІЯ

(конспект лекцій)

Укладач: доц.Овчарук В.А.

Підп. до друку	Формат	Папір друк.№
Умовн. друк. арк.	Тираж	Зам. №

Надруковано з готових оригіналів – макетів  
Підприємство “Євротойз”, тел.499-678

---

Одеський гідрометеорологічний інститут  
65016, Одеса, вул.Львівська, 15

---

## Лекція 1

### Гідрологія, її задачі і зв'язок з іншими дисциплінами

Наука, яка вивчає гідросферу, її властивості, проходження в ній процесів та явищ у взаємозв'язку з атмосферою, літосферою та біосферою називається **гідрологією**.

Слово “гідрологія” походить із сполучення двох грецьких слів: гідро– вода та логос – наука, тобто наука про воду.

Гідрологія відноситься до комплексу наук, які вивчають фізичні та географічні взаємозв'язки Землі, зокрема, її гідросферу.

Предметом вивчення гідрології є водні об'єкти: океани та моря, ріки, озера та водосховища, болота, льодовики, ґрунтові та підземні води.

Оскільки процеси, які протікають в океанах та морях, різко відрізняються від процесів, що проходять у ріках, озерах та болотах, гідрологія розподіляється на гідрологію моря (**океанологію**) та **гідрологію суші**.

За об'єктами дослідження гідрологія суші розподіляється на гідрологію : рік, озер та водосховищ; боліт; підземних вод, або *гідрогелологію*; льодовиків або *гляціологію*.

За основними напрямками та методами дослідження гідрологія ділиться на:

- Гідрографію ( географічний розподіл рік);
- Інженерну гідрологію (гідрологічні розрахунки);
- Гідрометрію (методи спостережень за режимом водних об'єктів);
- Гідрохімію ( хімічні властивості природних вод);
- Гідрофізику ( фазові переходи води і вплив їх на режим);
- Динаміка вод суші ( рух води).

### Коротка історія розвитку

Початок зародження гідрології можна віднести ще до нашої ери- Месопотамія, Єгипет, Індія, Китай - гідротехнічне будівництво.

У Росії:

1700 виміряна витрата води р. Волга біля м.Камишина.

1724 відкриття Академії наук.

1768-1774 академічні експедиції.

З 1874 почалося планомірне вивчення рік , утворена навігаційна описова комісія НОК. Діяльністю НОК покладено початок російської гідрометричної мережі.

1882 - О.І. Воейков «Ріки Росії». Класифікація рік світу.

1895 - В.Т. Лотхін «Механізм річкового русла».

- 1902 - «матеріали для опису російських рік...».
- 1920 - Державний гідрологічний інститут (ГГИ). Огієвський Н. В.
- 1929 - єдина гідрометрична служба СРСР.
- 1924 - I гідрологічний з'їзд.
- 1923 - перший підручник по гідрології.
- 30-і роки, перші водні кадастри.
- 1936- гідрологічні ежегодники.
- 1948- гідрологічне районування (за основу прийняті елементи водного балансу). Керівник Троїцький.
- 1957 - початі роботи по виданню другого кадастру.
1. Гідрологічна вивченість.
  2. Основні гідрологічні характеристики.
  3. Ресурси поверхневих вод.
- 1960 - нова схема гідрологічного районування. Під керівництвом Кузіна. Робота над підрахунком світового водного балансу.
- 1957 - III гідрологічний з'їзд.
- 1973 - IV гідрологічний з'їзд.
- 1986 - V гідрологічний з'їзд.

#### **Задачі гідрології:**

1. Складання гідрографічних описів;
2. Оцінка водних ресурсів конкретних районів або об'єктів;
3. Визначення характерних витрат вод рік;
4. Визначення випаровування
5. Оцінка ерозійної діяльності рік;
6. Оцінка термічного й льодового режиму;
7. Оцінка хімічного складу води;
8. Прогноз ОГХ;
9. Розрахунок режиму ріки після регулювання її стоку.
10. Дослідження впливу процесів, що відбуваються на водозборі на формування поверхневого стоку;
11. Дослідження зміни природних процесів, що вносяться антропогенною діяльністю.
12. Вивчення якості природних вод, їх природного стану й процесів забруднення пов'язаних із діяльністю людини.

#### **Методи дослідження, що застосовуються в гідрології**

- Стационарний метод. Організація безперервних спостережень по стационарній програмі. Пункти спостережень повинні характеризувати типові процеси на об'єктах.
- Експедиційний метод. При короткочасному огляді й дослідженні отримують велику кількість відомостей. Недолік - короткочасність, тобто за період експедиції.
- Експериментальний метод. Відтворення об'єкта в лабораторних умовах.

- Метод теоретичного аналізу і наукового узагальнення. Дозволяє виявити основні закономірності. Використовуються загальні теоретичні й гідрологічні закономірності.

## Основні фізичні й хімічні властивості води

Хімічно чиста вода складається по масі з 11.19% Н і 88.81% -O<sub>2</sub>.  
Атоми кисню й водню розташовані по кутах рівнобедреного трикутника.

Вода в пароподібному стані складається, головним чином, із простих молекул гідролей (H<sub>2</sub>O). У рідкому стані суміш гідролей і дигідролей (H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub> і потрійних молекул тригідролей (H<sub>2</sub>O)<sub>3</sub>. У твердій фазі переважають тригідролі. Перехід води з твердого стану в пару і зворотно можливий при певному тиску й температурі (0.00750 З і 6.1 гПа).

У рідкій фазі структура молекул води ототожнюється з кристалічними ґратами кварцу; у твердій фазі з тридимітом.

### *Аномальні властивості води*

#### 1. Щільність води.

У всіх речовин на Землі із зростанням температури меншає щільність і тільки вода поводить ся *аномально*.

Із збільшенням температури від 0 до 4<sup>0</sup>С відбувається збільшення щільності води. Починаючи з 4<sup>0</sup>С подальше збільшення температури приводить до зменшення щільності. При 4<sup>0</sup>С кг/м<sup>3</sup>. При температурі 0С (=910-920 кг/м<sup>3</sup>.)

Ще однією аномальною властивістю, пов'язаною з щільністю, є різке зменшення її при замерзанні (майже на 10%). З цією властивістю води пов'язане таке поняття як щільна або вільна конвекція.

Коли нагрівання води у водоймищі, після сходу льодового покриву, від 0С до 4<sup>0</sup>С приводить до того, що нагріті шари води до 4<sup>0</sup>С, як більш важкі опускаються вниз, на їх, зміну підіймаються більш холодні, нагріваються до 4<sup>0</sup>С і знову опускаються вниз, що приводить до явища, яке називається вільною конвекцією і до рівномірного розподілу по глибині температури весняна гомотермія.

Пряма температурна стратифікація у верхньому шарі температура значно вище.

Осішня гомотермія вода охолоджується до 4<sup>0</sup>С і рівномірно розподіляється по всій глибині.

Потім -зворотна температурна стратифікація й льодостав.

Усі ці періоди утворюють річний термічний цикл.

#### 2. Теплоємність води.

Перевищує теплоємність всіх речовин у декілька разів.

3. Точка кипіння й точка замерзання.

Вода володіє дуже високою точкою замерзання і дуже високою точкою кипіння (повинне бути 90 і 70С).

4. При фазових переходах з одного агрегатного стану в інший виділяється або поглинається безліч теплоти ( при кристалізації виділяється 333 103 Дж/кг).

5. При збільшенні тиску змінюється точка замерзання води (негативне значення), тому на великих глибинах спостерігається вода з негативною температурою.

6. Властивість переохолодження води.

Переохолоджена вода досягає температури -1С.

7. Вода володіє дуже високої діелектричної постійної (18). Являється гарним розчинником. Піддається дії магнітів, срібла.

### Кругообіг води в природі

Зволоження материків підтримується кругообігом води.

Три системи кругообігу:

- I. Океанічний або малий.
- II. Загальний для всієї системи, великої.
- III. Внутріматериковий.

Кругообіг існує за рахунок сонячної енергії.

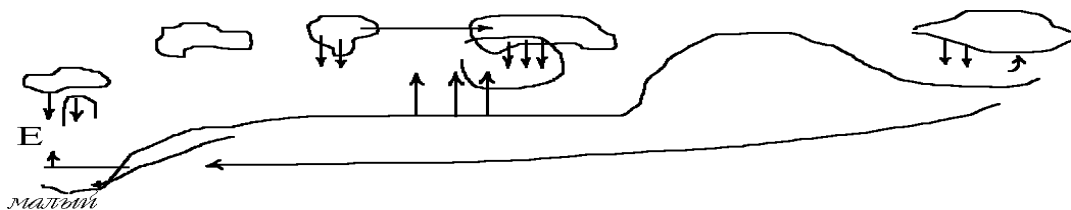


Рис.1. Схема кругообігу води в природі.

I. Океанічний сприяє створенню течій, створює нерівномірний розподіл солоності, щільність, вирівнюючи течії. Вологообмін сприяє переформуванню океану, його перемішуванню.

II. Вода переноситься з океану на сушу і випадає у вигляді опадів. Частина води через ріки впадає в океан. Частина просочується в землю і вже під землею або де-небудь виклинюється, або впадає в океан. Ще частина випаровується й переноситься в посушливі райони.

III. Інтенсивність внутрішньоматерикового кругообміну залежить від видалення від океану, від опадів, рельєфу, рослинності.

Великий влагообіг:

1. **Атмосферна ланка** - волога поступає через атмосферу (атмосферна циркуляція), перерозподіляється волога над сушею. Зміна вологи в атмосфері відбувається за 10 діб.

2. **Морська ланка** - через випаровування й опади. Випарувавшись волога, попадає туди, течії перемішують океан. Світовий океан



перемішується раз в 60 років. Найбільш швидко перемішуються: Льодовитий - 38 років; Індійський - 39 років; Атлантичний - 46 років; Тихий - 110 років.

3. **Річкова ланка** - стік по річкових руслах в океан. Таким чином відводяться надлишки води з материків. Тривалість водообміну в річковому руслі 25-30 днів. Це також фактор, перетворюючий рельєф.

4. **Озерна ланка** - озера або скидають воду по озерних руслах або накопичують і довгий час не міняють.

5. **Литогенна ланка** - підземні води глибоких шарів, ґрунтова волога. Вода рухається повільно.

6. **Біологічна ланка** - споживання води тваринними організмами. Випаровування з рослин посилює внутришньоматеріковий водообіг.

За напрямком стоку:

- Океанічні області;
- Периферійні області зовнішнього стоку (вода безпосередньо впадає в океан). Тихоокеанська Індійська, Атлантико-Льодовітого океану. Між ними чіткий вододіл;
- Безстічні області (прямого стоку в океан немає. Вода з них може або випаруються або йде під землю).

У Тихий океан стікає вода з 29% суші (14% Індійський, 15% Тихий).

Атлантичний -35%

Северно-Льодовітий- 14%

Прісна вода від усіх запасів - 2,5%

Прісноводні озера - 91000 куб. км

Болота - 11470 куб. км

Підземні води - 10,5 млн. куб. км

Льодовики, сніги - 0,4 млн. куб. км

Русла рік - 2200 куб. км

### **Водний баланс, його принцип. Рівняння водного балансу для Земної кулі, річкового водозбору озера.**

На основі кількісних елементів водного балансу оцінюють водообіг тієї або іншої території. Для будь-якого замкненого об'єму обмеженого в просторі визначається кількість води, що прийшла в цей об'єм і кількість води, що вийшло з нього. По різниці визначають акумуляцію води або витрату води:

$$\text{Пр-Витр} = \text{Ак} \quad (1)$$

На основі цього рівняння можна визначити характер процесу, що відбувається на цій території.

$$\text{Еок} = \text{Хок} + \text{Ур}, \quad (2)$$

Де Еок - випаровування з океану; Хок - опади на океан; Ур - приток рік в океан.

Для периферійних областей суші

$$E_c = X_c - U_r \quad (3)$$

Для областей внутрішнього стоку

$$E_v = X_v \quad (4)$$

Для земної кулі:

$$E_{ок} + E_c + E_v = X_{ок} + X_c + X_v, \quad (5)$$

Або

$$E_z = X_z \quad (6)$$

З поверхні океану випаровується 505 тис. км<sup>3</sup>, випадає у вигляді опадів 458 тис. км<sup>3</sup>.

Рівняння водного балансу для річкового водозбору:

Прихід:

$$X + E_k + U_r' + U_{п'} + U_{пр'}, \quad (7)$$

Де  $U_{пр}'$  - промислові підприємства

Витрата:

$$E + U_r'' + U_{п''} + U_{пр} \quad (8)$$

Сума:

$$X + E_k + U_r' + U_{п'} + U_{пр} - E - U_r'' - U_{п''} - U_{пр} = \pm \Delta S \quad (9)$$

Де  $\pm \Delta S$  - зміна кількості води на водозборі.

Баланс за рік:

$$X + E + U_r + U_{п} = \pm \Delta S \quad (10)$$

Для багаторічного періоду:

$$X = U + E \quad (11)$$

З 1996 року гідрометеорологічна служба веде постійний розрахунок водного балансу. Розрахунок водного балансу проводиться за гідрологічний рік (з 1 жовтня). Для розрахунку водного балансу зручно виділяти періоди накопичення води на водозборі (з 1 жовтня до весни); період танення снігу, період випадання дощів і період витрачання запасів вологи.

Для озера за багаторічний період:

$$X_{оз} + U_r - U_{ст} - E_{оз} = \pm W \quad (11)$$

Якщо рівень постійний і за багато років, то  $\pm W = 0$ . Розрахунок ведеться в одній розмірності.

## Лекція 2

### Ріки. Формування гідрографічної мережі.

**Рікою** називається водотік значних розмірів, який живиться атмосферними опадами з свого водозбору та має чітко виражене русло.

**Гідрографічна мережа** - сукупність всіх поверхневих водоймищ і водотоків. Розрізняють гідрографічну і руслову мережу (у неї входять постійні і тимчасово діючі водотоки). Річкова мережа постійно діючий водотік. Руслова мережа не починає формуватися від вододілу.

#### Елементи, попередні утворенню річкового русла.

Верхня по положенню дільниця, що йде відразу від вододілу - **видолинок** западина з пологими схилами. Вода стікає не зосередженим потоком. По мірі збігу посилюється здатність, що розмивається й формується **лощина**. У неї більш круті схили, на дні формується потік, з'являються ознаки формування русла, але постійного русла поки немає. Лощини, зливаючись, утворюють **суходіл** долина суха великий проміжок часу. Утвориться дно долини, по дну утвориться русло, але потік не постійний (в період дощів або танення). По мірі рушення суходіл заглиблюється й утвориться перший водоносний горизонт, з'являється постійний стік - джерело ріки.

Ріка характеризується постійним стоком води за рахунок живлення поверхні. У залежності від умов протікання:

- **Рівнинні** (до 300-500 м);
- **Гірські** (більш ніж 300-500 м).

По розмірах:

1) **Великі**; 2) **Середні**; 3) **Малі**.

- 1) Велика формує стік у декількох кліматичних зонах.
- 2) Середня протікає в межах однієї ландшафтної зони.
- 3) Мала має постійний стік або, що уривається.

Для рівнинних рік до середніх відносять від 2 до 50 тис. км<sup>2</sup>. Для малих рік до 2000 км<sup>2</sup> (довжина < 100 км.). Для території західного Сибіру середні 500 тис. км<sup>2</sup>. Ріки називають по кліматичних умовах лісові, степові. Болотяні.

#### Морфометричні характеристики річок

**Довжина.** Вимірювання довжин рік ведеться від гирла (точка найбільш постійна), якщо утвориться від злиття двох рік, то довжина береться з великою притокою. Враховується звивистість і враховується масштаб карт.

*Коефіцієнт звивистості.*

$$K_{из} = L / AB. \quad (1)$$

Для кожної дільниці є таблиця із зразками звивистості і даються обчислені поправочні коефіцієнти. При створенні водосховищ довжини

меншають за рахунок зменшення суднового коду. Найбільш точні дані довжин по аерофотозйомкам.

Схил ріки визначає швидкість течії, звивистості розливу, швидкість проходять повеней.

$$I_{\text{ср}} = \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (2)$$

Середній схил визначається по методу натягнутої нитки, площі що відтинаються ниткою вгору і вниз повинні бути однакові. Об'єм  $I_{\text{ср}} = 0,04$  промилле; Терек -  $I_{\text{ср}} = 4,77$  промилле. На окремих ділянках схил може бути величезним.

Густина річкової мережі це відношення сумарних довжин на ділянці басейну до загальної площі.

$$D = \frac{\sum L_i}{F} \text{ км/км}^2. \quad (3)$$

Для всієї території бувшого СРСР  $D = 0,22 \text{ км/км}^2$ . Показник обводненості території залежить від фізичної географії, чим більше зволоженість, тим більше ізрезанність, більше густина. У Карпатах  $D = 2 \text{ км/км}^2$ . У степовій зоні  $D = 0,06-0,15 \text{ км/км}^2$ .

Річкова система - сукупність всіх рік (глобальної і її приток).

По характеру розташування приток :

- симетричні річкові системи;
- несиметричні.

Характер малюнків річкової мережі.

- 1) деревовидна річкова система.
- 2) периста (харктерна для степових районів).
- 3) доцентрова.

### Порядок приток

Це положення приток відносно головної ріки. Ріка, яка вбирає в себе інші водні потоки (річки) та впадає в море або озеро - головна ріка. Притока, впадаюча в головну ріку - притока першого порядку, притока, впадаюча в притоку 1-го порядку має другий порядок ....



Рис. 1. Європейська система порядку приток

Недолік - малі і великі притоки мають однаковий порядок і не дають уявлення про розміри водності ріки. Це Європейська система.

2. Американська (Хортон) - 1 порядок це притока що не має приток (перший від вододілу).



Рис.2. Американська система порядку приток.

Головна ріка має самий великий порядок.

### Гирло рік

Це місце впадання рік. У посушливих районах - сліпе гирло, там де стік втрачається в пісках. Воно може переміщатися. Часто в посушливих районах ріки закінчуються віялом зрошувальних каналів. За гирло приймають створ першого зрошувального каналу. Ріка, впадаюча в морі має гирлову ділянку, тут має місце вплив моря. Нижній кордон - морський край.

На гирловій ділянці починається виникнення дельти, формування рукавів. У стоці виділяють великий і малий рукав. Виділяють предгирлове узмор'я- там виділяються смуги ріки, відбувається змішування прісної і морської води. Кордон гирлового узмор'я місце різкого падіння глибин.

Умови впадання бувають такі:

1) З приливом. На ділянці ріка перебуває під впливом рівня моря. Коливання при приливах впливають на режим ріки. У пригирловій ділянці при відливі знижується рівень моря знижується рівень в ріці. На малих ріках проходить «бар» - резкий підйом, що проходить у вигляді вала.

У залежності від контурів можна виділити типи:

- 1) Однорукавна (з одним руслом).
- 2) Воронкообразна.
- 3) Многорукавна розгалужена річкова мережа (Волга).
- 4) Блоковане (лиманное) гирло.

Ріка може будувати дельту в лимані. Ці гирла відрізняються своєрідним режимом.

При такому виході швидкості меншають, осаждаються смуги. Створюється подпор, ріка починає шукати вихід і прориває бар, утвориться острів, продовжується винесення наносів, ріка обходить бар з двох сторін, продовжується в тому ж порядку далі.

Насправді на формування дельти надають впливи прибережні умови. Можуть утворитися підводні дельти. При великих глибинах дельти не утворюються. Якщо дельта формується на відкритій ділянці, то дельта виходить в море. Якщо ріка несе багато наносів, то має спокійну течію, то утвориться лопатна дельта. Дельти можуть відділятися косою від моря. Лопатна дельта утвориться, якщо ріка промиває корені порода, утвориться багато островів.

### Лекція 3

#### Річковий басейн і його характеристики

Це територія з якою ріка збирає воду включаючи і підстилаючі шари. Водозбір поверхнева частина території. Річковий басейн обмежується водороздільною лінією. Вона проводиться по найбільш великих відмітках. Поверхневий і підземний вододіл не завжди співпадає. Вода за межами водозбору може знайти вихід на водозборі. Для характеристики водороздільної лінії використовується її довжина і коефіцієнт водороздільної лінії.

Характеристики, що використовуються: середня висота водозбору, об'єм водозбору, потужність. Найчастіше використовується площа водозбору. Вона вимірюється по карті і методика міняється в залежності від території.

При малих територіях по палетке ( по планиметру або метод зважування).

Для крутих водозборів площа трапецій визначається по геодезичних таблицях. Якщо трапеція увійшла не повністю, то визначають по планиметру. Вся площа рівна сумі приватних площ.

Коефіцієнт витянутості повноти водозбору, коефіцієнт асиметрії, графік наростання площі водозбору, кругова діаграма, графік зміни ширини водозбору; середня ширина схилів з урахуванням густини річкової мережі. Найбільша густина в гірських, добре зволжених районах. Вона характеризує обводненість території (якщо враховуємо тільки обводнені русла). Підраховують густину овражної і балочної мережі. Середня висота водозбору підраховується за планом з горизонталями

$$H_{cp} = \frac{f_1 H_1 + f_2 H_2 + \dots + f_n H_n}{\sum f_i} \quad (1)$$

На основі цих вимірювань будується гіпсографическая крива. Середній ухил водозбору визначається по карті з горизонталями.

$$I_{cp} = \frac{\Delta H \left( \frac{l_0 + l_n}{2} + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1} \right)}{F}, \quad (2)$$

де  $\Delta H$  - перетин горизонталей,  $l$  - довжини відповідних горизонтів.

Метод Буслаєва. Водозбір розбивається на сітку квадратів (сторона квадрата повинна бути порівнянна з довжиною самого малого водотока).

Підраховується число перетинів сторін квадратів горизонталями.,

$$I_{\text{ср}} = 1.57 \frac{Hl_m}{2F}, \quad (3)$$

де  $l$  - сторона квадрата;  $m$  - число перетинів. Таким же чином підраховується густина річкової мережі

$$D = 1.57 \frac{l_m}{F}, \quad (4)$$

де  $m$  - число перетинів з річковими руслами.

Фізична географія району може бути охарактеризована коефіцієнтом заболоченості, озерности, лесистости.  $K_{\text{оз}} = \frac{f_{\text{оз}}}{F}$ ,  $K_{\text{бол}} = \frac{f_{\text{бол}}}{F}$ ,

$$K_{\text{лес}} = \frac{f_{\text{лес}}}{F}.$$

### **Фізико-географічні характеристики басейну**

1) Рельєф (можна використати як показник морфологічних особливостей басейну, показник г/мет умов). Вплив рельєфу на г/мет характеристики складається за рахунок вертикальної зональності (зростання опадів з висотою; зменшення випаровування з висотою; зростає роль снігового живлення; зсув повеней на більш пізні терміни). Збільшується природне регулювання річного стоку, зростає коефіцієнт стоку. Зміна характеру ґрунтів з висотою (якщо ґрунти рихлі, то втрати стоку значні, якщо малопроницаєме, то вода стікає швидко і утворює різкі, високі паводки).

2) Геологічні умови водозбору. Наявність водопору на невеликій глибині збільшує поверхневий стік. Якщо є карст, або більшість товщини порицаючих порід, то режим ріки плавний, відрегульований. Геологічні умови басейну різко впливають на стоки малих рік.

3) Рослинне покривало. Розглянемо разом з ґрунтами. Водозбори можуть бути розорані, можуть бути вирубані, або посаджені. Стан ґрунту важливий в період повеней. Безструктурні ґрунти дають великий стік. Рослинність впливає непостійно через зміну характеру рослинності, або клімату. Наявність рослинності сприяє великому поглинанню води ґрунтом, в лісі випадає більше опадів. Ліс зменшує поверхневий стік (за рахунок рихлого ґрунту). У лісі рихле сніжне покривало перешкоджає промерзанию ґрунту, навесні більше переводяться в підземний стік. У лісі танення повільне. Спостерігається розтягнута повінь. Водо-охоронну роль лісу виражена на великих водозборах. На малих водонесах частина просач. води майже не перехоплюється водою. Для малих рік зниження  $Q_{\text{мах}}$  в 2-3рази. Річні величини стоку вище на лісових водозборах. Кількісний ефект залежить від складу порід. У листяному лісі вплив лісу менше, в сосновому більше. Впливає розташування лісу на водозборі: якщо ліс вгорі, то повінь, може бути двухвершинною. Частіше за все ліс

розташовується плямами по басейну і його вплив виявити важко. Ліс сприяє регулюванню стоку і змінює співвідношення всіх елементів водного балансу якщо ліс росте на лісових ґрунтах. Якщо кількості опадів досить, щоб волога доходила до рівня ґрунтових вод, то ліс збільшує. При наявності важких ґрунтів ліс збільшує фільтрацію. На легких ґрунтах вплив менше. Якщо ґрунтові води близько, то ліс буде працювати «насосом». При вирубці лісу і близькому заляганні ґрунтових вод відбувається заболочування території.

4) Болота. Їх вплив залежить від типу боліт. Верхові (мохові) інтенсивно акумулюють воду і віддають тільки надлишок. Низовинний перерегулюють стік, розтягують повінь, але мало впливають на величину стоку рік. Значне збільшення стоку дають болота, одержуючі підземне живлення. Величина річного стоку більше з заболочених водозборів.

5) Озера. Вплив озер залежить від положення озера на гідрографічній схемі. Якщо ріка бере початок з озера, то озеро регулює стік ріки. Регулююча здатність озера залежить від місткості його улоговини. Якщо ріка протікає через озеро у верхній частині, то озеро впливу не надає, в нижній регулює стік. Якщо озера є на басейні, вони можуть не надавати впливу на режим ріки. Для обліку впливу озер вводять коефіцієнт озерності  $K_{із} = f_{оз}/F$ .

6) Багаторічна мерзлота. У межах цієї зони ріки мають мале підземне живлення.

7) Розміри площ водозбору впливає на форму гідрографа. Для малих рік - різкий; для дуже малих - добовий хід гідрографа; для великих-плавний. На походження  $Q_{тах}$ : на малих - за рахунок дощів; на великих - за рахунок сніготаяння. Величина підземного живлення: малі ріки - мало; великі - багато. Форма сприяє або концентрації стоку, або розтягненню (в період повені), на термічний режим рік, на умови льодового режиму.

## Лекція 4

### Річкові долини

Ріки знаходяться в тісному взаємозв'язку з долинами рік. Вони бувають за походженням:

- тектонічні;
- льодовикові;
- ерозійні;

*Долини* це -відносно вузькі, довгасті в долину, знижені форми рельєфу, що характеризуються односторонніми схилами дна. По мірі течії води форми долини згладжуються, ріка виробляє своє русло, відносно твердості частки.



Рушення води приводить до поглиблення долини і іноді формування поглиблення йде на фоні тектонічного підняття. Загальний схил місцевості не завжди відповідає напряму долини ріки. Так як долина формується довго, то вона по довжині може мати не однаковий вік. Можуть бути прориви вододілів і формування молодих. У залежності від геологічного віку долини мають різні контури. Старі - плавні. Молоді - різкі контури (частка гірських районів). Відповідно до віку міняється глибина, ширина, подовжній і поперечні профілі.

По типах поперечних профілів долини бувають:

1) **Щілини**. Долини для невеликих гірських потоків. Прямовисні схили, ширина щілин може бути невелика.

По мірі збільшення ріки утворюються долини:

2) **Каньйони** - більш широкі щілини з прямовисними стінками.

3) **Ущелина**. Схили не прямовисні, в породах, що важко розмиваються.

4) **Трапециїдальні**. Ріки виходять з гір на рівнину, дно широке, схили не прямовисні, широко розсовані. Звивистість русла повторює звивистість долини.

5) **Коритообразні**. Угнуті схили, угнуте днище.

6) **Неясно виражені**. Між глибиною долини, крутістю схилів зв'язку немає.

### Елементи долини

1) Дно долини - нижня частина профілю долини. Лінія, що проходить по найнижчим точкам долини - тальвег. Лінія тальвега проходить по самим низьким точкам русла. Річкове русло частина долини, постійно заповнена водою. Якщо ріка пересихає, то русло називається *сухим руслом*.

2) Схил - ділянка від нижнього до верхнього перегинів. Нижній перегин підшва схилу, верхній кидка можуть бути угнутими, прямолінійними, опуклими. Форма схилу залежить від співвідношення схилової і глибинної ерозії і від міри стійкості порід.

Якщо породи недостатньо стійкі, то при малій ерозії те дно долини знижуватися не буде при інтенсивному розмиві русла. Вона устигає знести зруйнований матеріал зі схилів і утворити угнуті форми схилів.

### Подовжній профіль долини

Подовжній профіль долини є характеристикою віку долини:

- Якщо породи важко що розмиваються, то ступінчастий профіль.
- Якщо добре що розмиваються, то плавний

Характеризує наявність порід, що не розмиваються, або ріка розмила породи. При виробленні подовжнього профілю ріка розмиває дно

долини і розмиває пойму. Пойма - нижня частина долини, що замивається під час паводків.

Центральна пойма - рівна ділянка пойми, далі йде притеррасная пойма - ділянка, що притуляється до підшови схилу.

Пойма може йти по обох берегах - двостороння. По одному берегу - одностороння. Пойма - явище необов'язкове. На рівнинах може бути від 10 до 100 км., в залежності від умов формування.

Схили рівнини можуть бути ступінчасті і тоді можна виділити тераси. Бічні долини, по яких підходять притоки, формують річкову систему.

## Лекція 5

### Річкове русло

Розміри та форма русла змінюються за довжиною ріки залежно від періодичності зміни її водності, будови річної долини та властивості порід, що складають русло.

Частина русла, по якій здійснюється стік у період низької водності (меженний стік), називається корінним, або **меженням** руслом. Частина долини ріки, що покрита річною водою періодично, за час танення снігу або випадання інтенсивних дощів, називається **заплавним** руслом.

У плані русла рік мають звивисту форму. Звиви річного русла виникають внаслідок розвиваючої дії потоку або пристосовуються до звивистості долини; звивистість, утворена в першому випадку, може бути названа *гідрографічною*, а в другому – *орографічною*.

Орографічна звивистість характерна для рік, що течуть у важкорозвинутих породах, де легко розвинутий матеріал вже винесений. У цих умовах звивиста форма русла зумовлена діяльністю потоку, а наслідком місцевих перешкод є форма важко піддатливих розмиву ділянок дна долини. Прикладом орографічної звивистості можуть бути ділянки Дніпра, Оки, Дону, Дністра, Ками та інших рік.

Формування звивистості під впливом розвиваючої діяльності потоку в межах дна долини називають процесом *меандрування* (від назви р. Меандр у Туреччині).

У природних умовах прямолінійні ділянки зустрічаються дуже рідко і пояснюється це тим, що звивиста форма є найстійкішою для рік, що протікають у порівняно легко розмиваючих ґрунтах. За наявності прямолінійної ділянки, що має однорідний ґрунт, випадкове відхилення потоку від прямолінійного напрямку сприяє розмиву берега, збільшує вигнутість та відкладання продуктів розмиву нижче вигнутості. У місцях відкладання наносів виникає випуклість берега. Цей процес продовжується безперервно, поки на всій протяжності ріка не набуде звивистої форми.

Внаслідок того, що струмені води на згині ріки вдаряються в берег під гострим кутом, у процесі розмиву берегів відбувається не тільки

збільшення вигнутості, але й зміщення звивистості в напрямі течії ріки. М.А.Веліканов установив п'ять якісно різних форм, через які може проходити звивистість:

1. Перша, довільно поширена форма, близька до синусоїди;
2. В умовах достатньої розмивної діяльності синусоїда поступово переходить у дугу кола;
3. Тривалий розмив вигнутого берега форму звивини перетворює у форму петлі;
4. При зближенні двох петель здійснюється прорив із скороченням довжини русла;
5. Обійдена проривом петля поступово заноситься і переходить у старе русло (староріччя).

Особливу густу та складну мережу староріч мають рівнинні ріки, що протікають у широких алювіальних долинах.

Залежно від обрису ріки в плані закономірно змінюються глибини русла за довжиною ріки. Глибші місця, названі *плесами*, розташовуються в місцях найбільшої кривизни русла, а більш мілкі, *перекати*, - на прямолінійних між плесами.

У руслі ріки зустрічається ряд **характерних утворень**, серед яких виділяють:

- Острів – частина заплави, обмежена рукавами або протоками ріки, або осередок, закріплений рослинністю, та стійкий;
- Останець – ділянка заплави між діючим руслом і покинутим рікою старим руслом (староріччя);
- Рукав – частина ріки, відділена островом, причому виділити головне русло серед рукавів буває важко;
- Протока – відгалуження ріки, що відходить від основного русла і має меншу ширину, глибину та швидкість течії;
- Затока – річкове утворення, що глибоко заходить у берег;
- Обмілина – мілководне місце в руслі, при дуже низькій воді обсихає;
- Приплесок – вузька смуга (піщана, галечна) по береговому схилу, заливається водою навіть під час невеликих підйомів рівня води;
- Пляж – широка, рівна берегова смуга, утворена річковими наносами;
- Коса – піщане утворення, що входить у русло.

### **Поперечний перетин русла та його морфометричні характеристики**

Розміри та форми русла можуть змінюватись за довжиною залежно від її водності, будови долини, характеру залеглих порід.

*Поперечним перерізом* називається площа, перпендикулярна до напрямку течії потоку, обмежена знизу дном, із боків – схилами русла, зверху – горизонтом води.

У поперечному перерізі виділяють:

- Загальну площу до лінії найвищого рівня;
- Повну площу до лінії рівня води в даний час;
- Площу водного перерізу – це повна площа, до якої належить і площа зануреного льоду;
- Площу живого перерізу – це площа водного перерізу, в якій швидкість течії більше нуля;
- Площу мертвого простору – це площа водного перерізу, де швидкість течії практично дорівнює нулю.

Живий переріз змінюється зі зміною рівня води і характеризується морфометричними елементами.

1. Ширина живого перерізу **В** – відстань по прямій між урізами води лівого та правого берегів у випадку збігу водного та живого перерізу; за наявності мертвих просторів – відстань між межами мертвих просторів по поверхні води. Ширина живого перерізу змінюється з наповненням русла, тому є функцією від рівня води.
2. Площа живого перерізу визначається на основі вимірювання глибин. Побудова за даними вимірювань профілю поперечного перерізу дозволяє обчислити площу живого перерізу для різних рівнів **Н** і за ними побудувати залежність  $w=f_2(H)$ .
3. Середня глибина живого перерізу  $h_{cp}$  – відношення площі живого перерізу до його ширини  $h_{cp}=w/B$ .
4. Змочений периметр **Р** – довжина підводного контуру живого перерізу.
5. Гідравлічний радіус **Р** – відношення площі живого перерізу до змоченого периметра  $R=w/P$ .

Для рівнинних рік ширина і змочений периметр узагалі мало відрізняються один від одного, тому гідравлічний радіус можливо замінити на середню глибину  $h_{cp}$ . Для гірських рік така заміна нерівноцінна, тому що русла їх не неширокі й змочений периметр перевищує ширину русла.

6. Шорсткість русла впливає на умови протікання води в потоці; вона зменшує течію води. Розрізняють абсолютну та відносну шорсткість.

Абсолютна шорсткість  $\rho$  - це середнє підвищення нерівностей поверхні русла над середньою плавною кривою дна:

$$\rho'=\rho/h_{cp}. \quad (1)$$

Відносна шорсткість  $\rho'$  змінюється за шириною ріки у зв'язку зі зміною глибини та розміру донних наносів. На заплаві шорсткість зростає під впливом рослинності.

## Лекція 6,7

### Основні метеорологічні фактори формування вод суші

До них відносяться:

- температура повітря
- температура ґрунту
- вітер
- опади

**Температура** повітря впливає:

На кількість опадів (дощ, сніг...), відповідно до температури міняється характер накопичення вологи на поверхні землі. При накопиченні вологи в твердому вигляді, навіть при малому об'ємі опадів збільшується число води.

Аналізуючи карту ізоліній можна пов'язати її з режимами рік. На півдні від січної ізотерми -2- на ріках паводки (зимовий режим нестійкий). Кордоном стійкого режиму рік є лінія: Петрозаводськ, Москва, Борисоглебськ, Волгоград, Гурьев.

Існує зв'язок між кількістю рідких і твердих опадів і температурою повітря: при річній температурі від 0 С до 2С - дощ; від -5С до -10 С кількість рідких опадів 70-80%. Температура повітря впливає на розподіл випаровування. Чим вище температура тим вище випаровування.

Температура повітря впливає:

- на випаровування з ґрунту
- на вологість ґрунту

При пониженні температури від 0 С і нижче волога замерзає і з глибин може підтягатися водяна пара і він, конденсуючись, збільшує її вологість.

По площі температура ґрунту не однакова. На північному схилі лісу (т. к. випаровування західні) схили прогріваються сильніше.

- **Вітер** створює нерівномірний розподіл снігу, впливає на випаровування, збільшує перемішування повітряної маси. Впливає на гідрологічні процеси в горах (лавина).

-**Опади** - основний елемент формування стоку рік. Кількість води, що випадає на поверхню фіксується. При вимірюванні дощоміром погрішність на змочування опадомірного відра (до 1966 р. без поправки після -з поправкою).

Фактори, що впливають на розподіл опадів:

1. Географічне положення точки (віддаленість від океану, клімат)
2. Рельєф підіймаючись по схилу повітряна маса охолоджується й відбувається випадання опадів. З підвітряної сторони кількість опадів знижена.

Для гірських районів можна побудувати залежність. Якщо схил досить високий, то кількість опадів доходить до певної межі і потім може

вже не дати опадів. Така залежність буде однакою для схилів з однакою орієнтацією.

Приріст опадів на певну кількість висоти - градієнт опадів (звичайно, на 100 метрів). Величина градієнта коливається від 20-25 до 50-70 мм на кожні 100 м.

### 3. Лісова рослинність

Ліс збільшує кількість опадів, але в різній мірі від 5 до 20%, в залежності від сезону. Лісом затримується велика кількість опадів. Волога затримується кронами, випаровується і на землю не попадає. Деревата затримують туман і морозь. Кількість вологи, яка сконденсована деревами різна. У дерев розташованих поблизу водоймищ великі вlagозатримуючі здібності. На невеликих височинах зарослих лісом опадів більше, ще і через вертикальну зональність.

### 4. Обширі водні простори

Водосховища, озера, великі ріки. Над водним простором великих водоймищ опадів менше ніж на навколишній території. Над водою лінії струму згинаються через велику швидкість над водоймищем повітряна маса розтягується, опускається й нагрівається, зниження ліній струму приводить до розмиву хмарність. Це веде до зниження опадів. Спостереження ведуться при допомозі ПВМ (пункт відкритого моря) на поверхні водоймища. Зменшення кількості опадів залежить від розмірів водоймища.

Фактори місцевого значення:

У місті опадів більше ніж в околицях. Це пов'язано із запиленістю повітряної маси. Значно частіше випадають короткочасні опади. Кількість опадів вимірюється в точці, але така кількість опадів не завжди рівномірно розподілена по площі. Треба враховувати місцеположення станції (якщо є лісові масиви або станції поблизу водоймища).

### **Характеристики опадів**

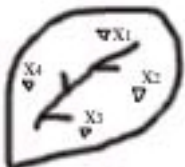
Середня величина за багаторічний період - норма річних опадів. Чим більше ряд спостережень тим точніше норма. Усі норми підраховуються за період і приводиться період осереднення.

При розрахунку норми опадів річкового водозбору треба:

1. Нанести на водозбір усі метеорологічні станції.
2. Виписати опади по станціях і зіставити період спостережень (потрібен однаковий період по всіх станціях).
3. Проаналізувати репрезентативність (відповідність середнім умовам на даній станції).

### **Методи розрахунку норми опадів для річкового водозбору**

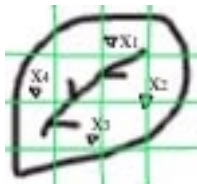
#### I. Метод середньоарифметичного



Беремо свідчення станцій на басейні і ділимо їх на число станцій. Застосується при рівномірно розташованій мережі

станцій на рівнинній місцевості. Свідчення сусідніх станцій не повинне відрізнятися більш ніж на 10%.

## II. Метод квадратів



Водозбір розбивається на квадрати і для кожного знаходять середнє арифметичне. Якщо в квадраті немає станції те опади знаходять методом інтерполяції. Знаходимо суму квадратів і ділимо на число квадратів. Застосуємо для рівнинних водозборів з нерівномірним розподілом станцій.

Для перевірки даних повертаємо сітку на 45( або змінюємо число квадратів. Розходження в нормі не повинне перевищувати 5%.

## III. Метод зважування (метод медіан, багатокутники Тіссона)

Заснований на визначенні площ, що тяжіють до тієї або іншої станції. Використовуємо станції за межами водозбору. Станції з'єднуємо прямими лініями. У прямокутниках відновлюємо перпендикуляри до сторін і

продовжуємо до кордонів водозбору. По цих лініях знаходимо площі. Середню норму знаходимо по формулі:



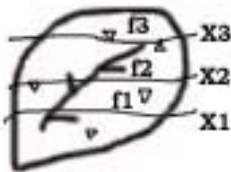
$$X_{cp} = \frac{f_1}{F} * X_1 + \frac{f_2}{F} * X_2 + \dots + \frac{f_n}{F} * X_n \quad (1)$$

точність залежить від кількості станцій. Недолік - побудова мережі трикутників при великій мережі дуже громіздко. Площі виділяємо формально. Застосовується для рівнинних водозборів.

## IV. Метод ізогіет

Ізогіети - лінії, що проходять через однакову кількість опадів.

Орієнтуючись по показниках станцій визначається перетин ізогіет. На ізогіетах приводяться їх значення. Визначаємо площі між ізогіетами. По формулі визначаємо норму опадів.



$$X_{cp} = \frac{\left(\frac{X_1 + X_2}{2}\right)f_1 + \left(\frac{X_2 + X_3}{2}\right)f_2 + \dots + \left(\frac{X_{n-1} + X_n}{2}\right)f_n}{\sum f_i} \quad (2)$$

$f$ - площа між ізогіетами. Якщо немає виміряних даних, але є градієнт опадів, то можна визначити опади по градієнту з урахуванням висоти. Застосуємо до будь-яких водозборів.

Для умов рівнинної території для характеристики опадів достатня густина 1 станція на 2-3 тисячі км. Завжди треба визначати густину станцій. У гірських умовах мережа станцій повинна бути густішою ніж на рівнині. Для гірських умов  $X_{cp}$  дуже приблизно. Там усе залежить від вертикальної зональності.

Територіальних обмежень для методів немає (розраховують норму опадів для всього водозбору, для частини водозбору).

Знаючи кількість опадів на водозборі можна частково визначити водність ріки. Рідкі опади при плюсовій температурі утворюють

поверхневий стік. Стік починається не відразу: бувають дощі стокоутворюючі і дощі стоку не утворюючі. Кількість дощу що приходить від початку дощу до початку поверхневого стоку називається шаром початкових втрат. Дощі, що перевищують шар нормальних втрат називаються стокоутворюючими.

### Характеристики дощу

1. Шар води за дощ ( мм)
2. Тривалість (хвилини ,для тривалих у годинах і хвилинах)
3. Інтенсивність дощу

$$i = \frac{h}{T}; [i] = \left[ \frac{\text{мм}}{\text{мин}} \right] \quad (3)$$

де- $h$  шар в мм,  $T$  - тривалість у хвилинах

4. Графік дощу (рис.1) показує співвідношення між інтенсивністю тривалістю і шаром.

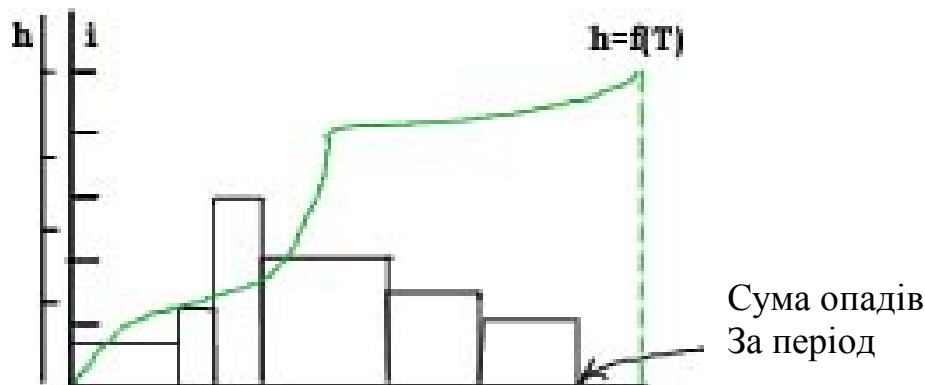


Рис.1. Графік дощу

Інтенсивність дощу виражається в прямокутниках.

Дощі ділять на 3 групи:

1. **Зливи** - інтенсивність велика, тривалість мала. Миттєва інтенсивність 5-6 мм/хв.
2. **Зливові дощі** - тривалість від декількох годин до десятків годин. Шар дощу може бути 100-150 мм на території ЕТС. На Далекому Сході 200-300 мм за годину. Зливові дощі мають ядро і за час його проходження може випасти 80-90% всього дощу.
3. **Обложні дощі** - інтенсивність 1-2 мм/міна, тривалість велика десятки годин. Інтенсивність стійка. Покривають великі території, можуть покривати весь водозбір і тому можуть бути паводки. Дощові серії можуть давати паводки на ріках. У Карпатах за один дощ  $h$ -200 мм в Одесі 120-150 мм/доба.

Між тривалістю і середньою інтенсивністю є зв'язок:

Формула граничної інтенсивності дощу при даній його тривалості:

$$i = \frac{A + B * \text{Lg}N}{(T + 1)^n} \quad (4)$$



$i$  - середня інтенсивність дощу з тривалістю  $T$  (мін),  $n$  - показник редукції зливи, що характеризує зменшення інтенсивності із збільшенням тривалості ( $n = 2/3; 0.62$ ),  $A+B \cdot \text{Lg}N$  - сила дощу характеризує max інтенсивність дощу при часі прагнучому до 0,  $N$  - число років в течії яких злива, з даною інтенсивністю і тривалістю, спостерігався один раз. Вибирається в залежності від характеру об'єкта,  $A, B$  - отримані на основі обробки плевіограмм ливневих дощів для конкретних станцій. Вони розраховані для конкретних станцій (залежать від географічного положення станції).

Шар дощу по території розподіляється нерівномірно:  
 $h_{\max}$  у центрі. Убуває до периферії.

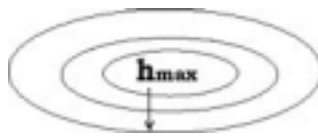


Рис.2. Розподіл шару стоку дощу

Коефіцієнт убування шару опадів:

$$K = \frac{h_0}{h_{\max}} \quad (5)$$

$h_0$  - середній шар,  $h_{\max}$  - шар у центрі. Для коротких злив  $K = 2-3$ . Для тривалих злив  $K = 0,6-0,7$ . Чим триваліше злива тим більш рівномірно він убуває.

$K$  залежить від географічного положення: на півночі  $K$  більше, на півдні менше, для гірських районів при площі менше 10 км<sup>2</sup>  $K$  можна не враховувати. На рівнинах не враховується до 100 км<sup>2</sup> (для шару за тривалий інтервал).

### Характеристики снігу

1. Висота снігу в див. при однаковій висоті запас води в снігу може бути різною.
2. Запас води в снігу:

$$m = \rho \cdot h \quad (6)$$

де  $\rho$  - щільність снігу,  $h$  - висота снігу.

Розподіл запасів води в снігу визначається при снігомерної зйомці. по певному маршруту в певних точках беруться  $h$  і  $\rho$ . На основі цих вимірювань задається характеристика розподілу снігу. Характеристика задається або у вигляді ізоліній, або побудуванням кривої забезпеченості снігозапасів.

### Танення снігу і його розрахунок

Тривалість танення різна. Середня багаторічна тривалість танення снігу на території СНД від 8 до 20 діб (тільки дні, коли сніг танув). На ЕТС тривале танення на півночі. Найменша тривалість – Харків, Луганськ. Для танення характерна наявність добового ходу. Вночі танення майже

немає. Вдень - посилюється (максимум до  $12^{00}$ - $15^{00}$ ). На танення потрібна енергія: 334,4 Дж/год для танення 1 гр. снігу. Сніг отримує тепло за рахунок теплообміну з повітрям і сонячною радіацією. Тепло, яке зміг отримати сніг частково розходиться: на випаровування - 2846 Дж/год з поверхні снігу. З зростанням вогкості повітря танення посилюється (тобто меншає випаровування).

Рідкі опади сприяють посиленню танення, руйнуванню сніжного покривала. Вода посилює вогкість снігу і сприяє утворенню води, що нагромадилася в ньому раніше. При невеликому дощі сніг інтенсивно руйнується за рахунок механічних впливів. Вітер посилює теплообмін з атмосферою, відбувається посилене випаровування. При холодному вітрі танення не сповільнюється (на поверхні снігу відбувається конденсат). Якщо вітер посилює випаровування, то танення меншає (менше стік, але більше йде на випаровування).

Теплообмін з ґрунтом дуже невеликий. Ґрунт мерзлий (температура танення снігу 0 С), приходу тепла від ґрунту майже немає, якщо ґрунт мерзлий. Якщо ґрунти талі, то може спостерігатися перехід тепла з глибин землі. Сніг завжди тоне з поверхні. На поверхні утвориться тала вода, яка проникає у всередину, змочує його. На горбах, схилах сніг швидше таїть. З'являються проталини починається період строкатого ландшафту. Цей період залежить від рельєфу місцевості. Період довшає на затінених ділянках.

Танення розподіляється не рівномірно по площі за рахунок вітру, наявності лісу. На великих площах танення йде не рівномірно.

Методи розрахунку танення:

- 1) По експериментальних формулах і залежностях.
- 2) Визначення кількості танучої води по вимірюванню вогкості снігу по рівнянню водного балансу.
- 3) На основі рівняння теплового балансу.

1. Заснований на побудові графічної залежності

$$h_t = a + b \sum (t_a) - 1$$

$$h_t = a(\sum (t_a))^n - 2$$

$$h = k(\sum t_a) - 3$$

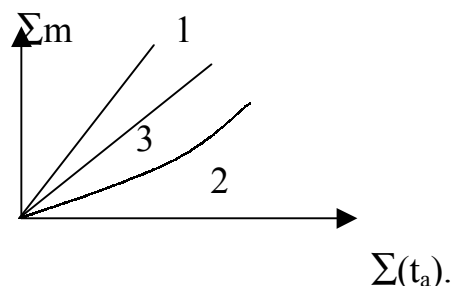


Рис.3 Залежності суми снігозапасів від суми температур

Недолік - залежності виходять характерні для даного району і для однієї весни.

2. Розрахунок танення за рівнянням водного балансу снігового покриву.

$$a = h_{\text{тп}} + x_{\text{т}} - E_{\text{т}} - h_{\text{тк}}, \quad (7)$$

де  $h_{\text{тп}}$ ,  $h_{\text{тк}}$  - сумарні запаси води в сніговому покриві і льодовій кірці в твердій фазі на початку і на кінці розрахункового інтервалу часу.  $X_{\text{т}}$  - тверді опади;  $E_{\text{т}}$  - випаровування.

3. Розрахунок танення за рівнянням теплового балансу поверхні снігу

$$S_c = 33.4h = R + P + Q_B \quad \text{Дж/см}^2, \quad (8)$$

де  $h$  - шар талої води (мм), який утворився за розрахунковий інтервал часу;  $R$  - радіаційний баланс снігу;  $P$  - турбулентний теплообмін снігової поверхні з повітрям;  $Q_B$  - тепло, яке витрачається на випаровування;  $33,4h$  потужної кількості тепла  $S_c$ , яке поглинається снігом при таненні.

Радіаційний баланс поверхні снігу:

$$R = (Q + q) - (1 - r) - I, \quad (9)$$

де  $(Q + q)$  - пряма і розсіяна сонячна радіація;  $r$  - альbedo снігу;  $I$  - ефективне випромінювання снігу

$$I = \epsilon \sigma T_n^4 - \epsilon \sigma T_{200}^4 \phi \psi \quad \text{Дж/см}^2 \text{хв}, \quad (10)$$

$T_n$  та  $T_{200}$  - абсолютна температура поверхні снігу та повітря ( $T = 273 + \theta$ );  $\epsilon$  - відносна здатність снігу ( $\approx 1$ );  $\theta$  - постійна Стефана-Больцмана ( $3,46 \cdot 10^{-10}$  Дж/см<sup>2</sup> хв С);  $\phi, \psi$  - залягання, висота снігу, його щільність та запас води в сніговій товщі.

Фронт танення - лінія, де танення починається. Між фронтом і тилом танення йде масове скидання води в ріці. Ці лінії дають можливість визначити площу, що формує повінь.

## Лекції 8,9

### Випаровування

Випаровування - фактор, що впливає на формування стоку. Це різниця між кількістю молекул що пішли з випарювальної поверхні і кількістю молекул що повернулися на неї.

Випаровування енергетичний процес що, вимагає великих витрат тепла.

$L$  - теплота пароутворення = 597 кал/г  $t = 0$  С.

З підвищенням  $t$ ,  $L$  меншає

$$L = 597 - 0,57t \quad (1)$$

Що б відбувалося випаровування треба знати температуру випарювальної поверхні, треба знати умови навколишнього простору (випаровування залежить від насичення повітря парами води). Вогкість повітря міняється в широких межах. Гранична кількість водяних пар - максимальна пружність водяної пари ( $e_0$ ). Величина  $e_0$  залежить від  $t$  при  $t = 0$   $\max e_0 = 6.1$  мб, при більш високих  $t$   $e_0$  може досягати 20 мб.

Загальні фактори випаровування:

1. Температура повітря
2. Температура випарювальної поверхні
3. Абсолютна вогкість повітря
4. Вітер
5. Властивості підстилаючої поверхні

Випаровування йде з дуже різних підстилаючих поверхонь.

### Випаровування з водної поверхні

Шар випаровування для великих водоймищ складає біля 1 м.

Для безстокових областей випаровування є основною частиною балансу. 5,6 км<sup>3</sup> втрати водосховищ на випаровування в басейні р. Волги. Методи розрахунку випаровування почали розвиватися в кінці 30-х років.

Давидов В.К. і Зайков Б.Д. запропонували розрахунки випаровування з водної поверхні. Константинов А. Р., Брославський А. П., Шуляковський Л. Г, - внесли найбільший внесок в розвиток методів розрахунку випаровування.

Шляхи визначення випаровування з водної поверхні:

1. Безпосереднє вимірювання випаровування з водної поверхні
2. Розрахунок випаровування по зв'язку з метеорологічними факторами

Безпосереднє вимірювання було використане для виведення формул. У кінці 19 початку 20 в. були запропоновані прилади для вимірювання випаровування на водоймищі.

### Випарник ГГІ-3000

Площа випаровування поверхні 3000 см<sup>2</sup> глибина води 60 див. може встановлюватися в найближчій водоймищі або на плоті.

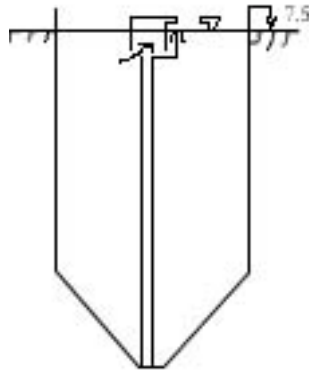


Рис.1. Загальний вигляд випарника ГГІ-3000

Щоб виміряти кількість води у випарнику або визначити кількість води яке випарувалося використовують об'ємний метод. Металева бюретка об'ємна. На трубці розподіл через кожний кубічний сантиметр. Дозволяє виміряти об'єм з точністю до 0,05 мм. По різниці відліків отримуємо випаровування за добу, але при розрахунку треба враховувати можливість опадів

$$E = x + (h_1 - h_2)K \quad (2)$$

Нестачі випарників полягають у тому, що ми розглядаємо випаровування з малого об'єму, а не з реального тому турбулентність різна, через сухість ґрунту може збільшуватися випаровування. Добові коливання температур так само впливають на водоймище і випарник, при сильному дощі частина води з випарника вибризкується.

Для порівняння свідчення випарника використовують показовий басейн:

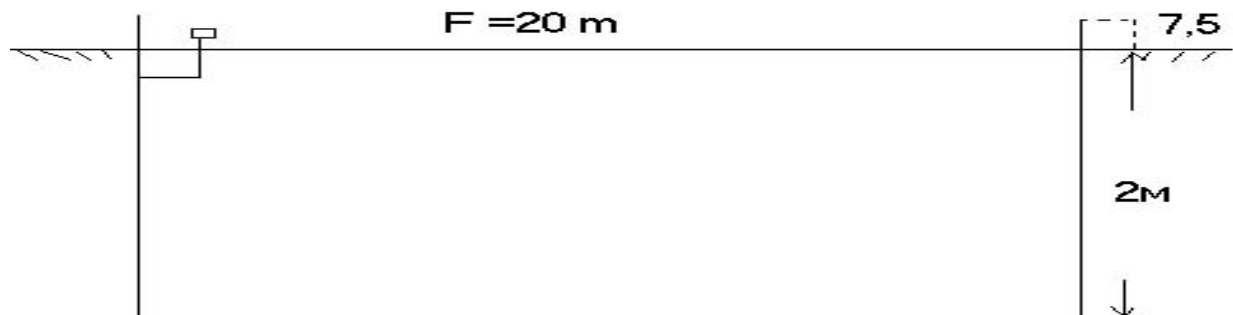


Рис.2. Схема показового випарювального басейну.

Вимірювання робляться у заспокоювачі для видалення хвилювання. Свідчення випарника басейну використовує для приведення показників малих басейнів

$$R = \frac{E_{испбас.}}{E_{ГГИ-3000}} - \text{редукційний коефіцієнт}$$

$$E_{20} = E_{ГГИ.3000} * R \quad (3)$$

При спостереженні зміни температури води у вимірникові R не постійний, залежить від метеорологічних умов, міняється із зміною температури і вогкості.

Константинов склав таблиці для поправок температури і вогкості і по них визначається середня за місяць величина R. Стан ґрунту також впливає на R. В теперішній час впроваджений прилад ГГІ-3000 ТМ. Випарник з тепловою ізоляцією, яка запобігає втратам тепла на теплообміні з ґрунтом. Він дає постійний  $R = 0,92$ . Автори запропонували формули перерахунку старих відліків на новий R.

### Перерахунок свідчення випарника на водоймищі

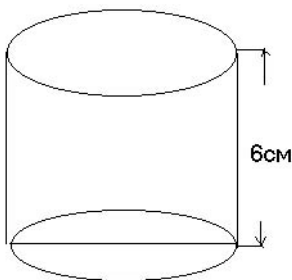
Приведення аналогічно перерахунку свідчень ГГІ-3000 до випарювального басейну при F до 40 км<sup>2</sup>.

$$E_v = E_{20} * K_n K_{заш} * \beta, \quad (4)$$

де  $E_{20}$  - випарник стандартний 20-і метрового водоймища,  $K_n$  коефіцієнт, що залежить від географічного положення водоймища і його глибини,  $K_{заш}$  залежить від міри захищеності водної поверхні берегами, будовами, селами ... і контурів водоймища,  $\beta$  - враховує розміри водної поверхні.

Це методика для перерахунку випарників на суші.

### Випарники з поверхні снігу і льоду



Методика розрахунку розроблена слабо. Розміри випарника :  $F=500 \text{ см}^2$ , глибина - 6 см (рис.3).

Встановлюється в футлярі на випарювальну поверхню. Метод визначення - зважування.

У період танення на поверхні льоду може бути і конденсація і випаровування. Випарники для снігу і льоду тільки розробляються

Рис.3. Загальний вигляд випарника з поверхні льоду та снігу

## Розрахунок випаровування при відсутності вимірювань приладами

### 1. Метод водного балансу

При розрахунку випаровування з водою використовується таке рівняння балансу:

$$E = x + y_1 + y'_1 - y_2 - y'_2 \pm \Delta H, \quad (5)$$

де  $y_1$ ,  $y_2$  – приплив та стік поверхневих вод;  $y'_1$ ,  $y'_2$  – приплив підземних вод та витрати на фільтрацію в ложе водойми;  $\Delta H$  – зміна рівня води за розрахунковий інтервал часу;  $x$  – опади на поверхню водойми.

Розрахунок випаровування з великих замкнених водозборів за багаторічний період виконується за рівнянням:

$$E = x - y. \quad (6)$$

Для окремих конкретних років та для незамкнених водозборів рівняння має вигляд:

$$E = x + y \pm y' \pm \Delta U, \quad (7)$$

де  $y'$  – підземний стік;  $\Delta U$  – зміна запасу води на водозборі за розрахунковий період.

При розрахунку випаровування з поверхні ґрунту використовується рівняння:

$$E_{\omega} = (\omega_1^{(2)} - \omega_2^{(2)})x - y - S, \quad (8)$$

де  $E_{\omega}$  – сумарне випаровування,  $\omega_1^{(2)}$ ,  $\omega_2^{(2)}$  – кількість вологи у шарі ґрунту товщиною  $z$  у початку і при кінці розрахункового інтервалу часу,  $y$  – поверхневий сток,  $S$  – вологообмін з нижчележачими шарами ґрунту.

### 2. Метод теплового балансу.

Рівняння теплового балансу для водної поверхні

$$R = S_{\text{вип}} + S_{\text{та}} + B, \quad (9)$$

де  $R$  – радіаційний баланс водойми;  $S_{\text{та}}$  – турбулентний теплообмін між водною поверхнею з атмосферою;  $S_{\text{вип}}$  – витрати тепла на випаровування;  $B$  – теплообмін між водною поверхнею та шарами води, що знаходяться нижче.

$$S_{\text{вип}} = L_{\text{вип}} E, \quad (10)$$

де  $L_{\text{вип}}$  – питома теплота випаровування,  $E$  – шар випаровування за одиницю часу.

$$E = \frac{R - B}{L_{\text{вип}} + \frac{S_{\text{га}}}{E}}. \quad (11)$$

Співвідношення Боуена:

$$\frac{S_{\text{га}}}{L_{\text{вип}} E} = \frac{\Delta t}{\Delta q} \frac{C_p}{L_{\text{вип}}}, \quad (12)$$

де  $C_p$  – питома теплоємність при сталому тиску,  $t, q$  – температура та питома вологість повітря.

$$E = \frac{R - B}{L_{\text{вип}} \left( 1 + \frac{S_{\text{га}}}{L_{\text{вип}} E} \right)}. \quad (13)$$

$L_{\text{вип}} = 2500$  кДж/кг,  $C_p = 1$  кДж/кг, тоді

$$E = \frac{R - B}{250 \left( 1 + 0.64 \frac{\Delta t}{\Delta e} \right)}, \quad (14)$$

$$q = \frac{0.62}{p} e = \frac{0.62}{1013} e, \quad (15)$$

де  $\Delta t$  – різниця температури поверхні води та повітря на висоті 2 м;  $\Delta e$  – дефіцит насичення на висоті 2 м – різниця пружності водяної пари при температурі поверхні води і повітря на висоті 2 м; замість питомої вологи  $q$  – пружність водяної пари ( $e$ ).



## Лекція 10

### Підземне живлення рік

Воно найбільш стійко. Ріка отримує його у вигляді виходу паводків або вихід водоносних пластів в ріку.

Гідродинамічні зони ґрунтових вод:

1. Зона активного водообміну (сама верхня зона, що охоплює неглибоко залягаючи води. Вони пов'язані з сезонами року, витрачаються на випаровування транспірацію і живлення рік). 95 % живлення рік іде з цієї зони. У зонах надмірного і достатнього зволоження (лесова і тундри.) Води прісні гідрокарбонатного класу і нормальної мінералізації. На півдні води можуть мати підвищену мінералізацію. Терміни водообміну і поновлення різні і коливаються від декількох днів до 100 років.

2. Зона утрудненого або уповільненого водообміну. Пов'язана з підземними водами тільки в окремих регіонах, розвантаження і живлення підземним стоком з цієї зони носить місцевий або регіональний характер. По хімічному складу бувають різними. По мінералізації і прісні і солонуваті. Терміни поновлення від 10 - 100 до 1000 років.

3. Зона вельми утрудненого водообміну. У глибоких шарах земної кори, мало що впливає на режим рік. Не залежить від кліматичних умов і гідрометеорологічного режиму. Терміни поновлення до  $10^6$  лет. Виходять на поверхню в зоні могутніх розломів. Можуть бути високо мінеральні або термічні.

Перша зона формує режим за рахунок зони аерації.

#### Характеристики зони аерації.

- 1) Потужність.
- 2) Характер розподілу ґрунтів (при чергуванні шарів вода гірше проникає в ґрунт).
- 3) Питома водовіддача ґрунтів (чим більше => більше амплітуда рівня підземних вод і більше живлення ріки).
- 4) Зволоженість зони аерації.

Для коливання рівня ґрунтових вод характерні річні коливання, які пов'язані зі зміною багатоводних і маловодних років (рис.1).

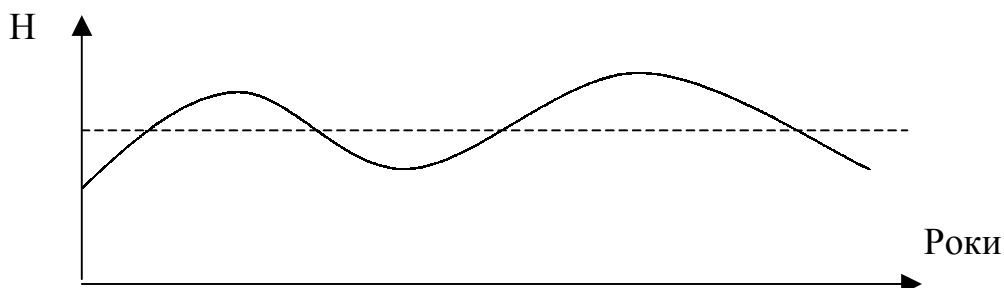


Рис.1. Коливання рівня підземних вод за багаторічний період

На фоні річних коливань можна виділити сезонні зміни. Коливання рівня не слідує точно за змінами водності року. Поповнення запасів в багатоводний рік приводить до підняття рівня, який може не дістати переднього. Причини, зумовлені зміною запасів вод, є:

- Кліматичні причини;
- Водність року.

Коливання живлення рік можуть бути різні. Для СНД для підземних вод встановлена зональність в їх розподілі (для рівнин), зумовлена розподілом опадів, випаровуванням і рослинністю. З півночі на південь збільшується глибина залягання підземних вод. Також меншає зміст органічної речовини і кількість підземного живлення. Величина підземного живлення:

- На Європейській рівнині модулі підземного стоку убувають з півночі і північного заходу на південь. Від 4- 6 л/с км<sup>2</sup> до 0.1 л/с км<sup>2</sup>.
- У Зах. Сибіру багаторічна мерзлота міняє розподіл модулів. На півдні збільшується до 4 - 5 л/с км<sup>2</sup>; На Півночі меншає до 0.5 л/с км<sup>2</sup>.

У горах розподіл підземного стоку більш складний. Це пов'язано з вертикальною зональністю, впливом геологічних умов, впливом карсту. У зоні карсту модулі стоку 12-15 л/с км<sup>2</sup>. Рельєф впливає на розподіл підземного стоку. У міжгірських улоговинах самий великий стік. У рік підвищене підземне живлення. Мінливість підземного живлення для рік СНД характеризується коефіцієнтом варіації 0.1. У зв'язку із зональністю і глибиною залягання для ЄТС коефіцієнт варіації від 0.1 на півночі до 0.4 на півдні. На АТС на півночі 0.3-0.4, на півдні 0.4-0.6. Мінімум характерний для Зах.Сибірської низовини. Малі коефіцієнти варіації на Камчатці і Сахаліні. У горах коефіцієнт варіації убуває з висотою. За багаторічний період можна виділити цикли багатоводних і маловодних рік (по 20-30 років), підземний стік запізнюється по відношенню до поверхневого на 1-2 роки в залежності від умов.

#### **Форми взаємозв'язку поверхневих і підземних вод**

Вид взаємозв'язку поверхневих і підземних вод визначає інтенсивність подачі води в ріку. Показує зв'язок підземних і поверхневих вод.

1. Постійний гідравлічний зв'язок можливий, коли водоупор залягає нижче мінімального рівня в річці (рис.1).

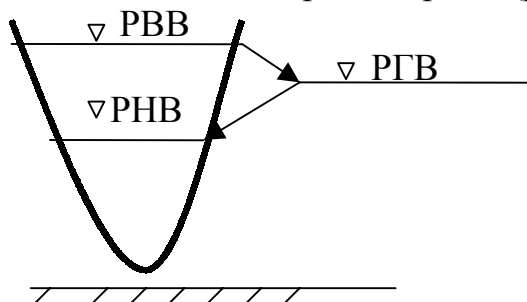


Рис.1. Водонесні горизонти повністю зв'язані з рікою.

2. Грунтові потоки гідравлічно не пов'язані з рікою. водоупор вище за РВВ (рис. 2.). Зміна рівня води в річці не впливає на підземне живлення.

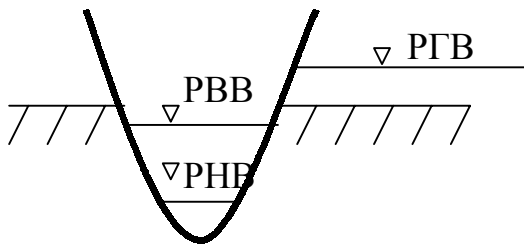


Рис.2. Водонесні горизонти не пов'язані з рікою

3. Тимчасовий гідравлічний зв'язок. При РНВ зв'язку немає. При РВВ з'являється зв'язок, вода живить ґрунтові води (рис.3).

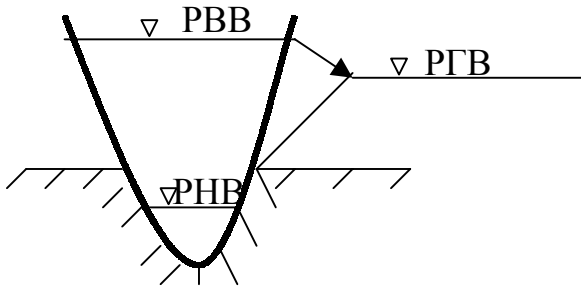


Рис.3. Водонесні горизонти тимчасово зв'язані з рікою.

### Методи визначення підземного живлення рік

- 1) Гідрогеологічний (гідродинамічний). Як початкова інформація є детальні відомості про режим підземних вод і гідрографічні умови басейну. При розрахунку витрати потоку, що поступає в ріку визначається по формулі Дарси. З урахуванням змін рівня поверхневих вод і величин водовіддачі ґрунтів. Використовується в дослідницьких цілях.
- 2) Водобалансовий. Використовується коли треба отримати рівняння водного балансу для ділянки ріки або для підземних вод. Вимагає хорошої вивченості ділянки.
- 3) Гідрометричний. У двох сторонах ріки на безстоковій ділянці вимірюють витрати.

$$Q_2 - Q_1 - Q_{\text{бп}} = Q_{\text{п}} \quad (1)$$

Застосовується при відсутності поверхневого живлення. Потрібні надійно виміряні витрати.

- 4) Гідрометеорологічний. Виявлення зв'язку між стокам і опадами. Дає хороші результати при відсутності гідравлічного зв'язку.
- 5) Гідрохімічний. Підземні води мають підвищену мінералізацію і знаючи кількість поступаючих поверхневих вод можна підрахувати

міру розбавлення. Залежить від правильності вибору хімічного складу. Застосовується для природних вод при відсутності забруднення і маючи докладні гідрохімічні відомості. Застосовується також при аналізі для гірських рік. Якщо немає г/зв'язку можна визначити міру мінералізації поверхневих вод і вод які стікають у ріку.

- 6) Геофізичний. Заснований на вивченні фізичних характеристик води (температура, теплопровідність) по місцевих змінах характеристик можна судити про співвідношення, що використовується для рішення приватних задач.
- 7) Гідрологічний. Можливість використання багаторічних даних. Дає можливість визначити зону активного водообміну і величину підземного живлення. Величину можна отримати для даного перетину. Можна визначити тип зв'язку. Будується гідрограф або за ряд років, або цікавлячі роки.

## Лекції 11,12

### Водний режим річок та його фази

Сукупність зміни витрат та рівнів води в часі називається *водним режимом* рік. Ширшим поняттям є гідрологічний режим водних об'єктів.

Гідрологічний режим проявляється в багаторічних, сезонних та добових коливаннях: рівня води (режим рівня); водності (режим стоку); льодових явищ (льодовий режим); температури води (термічний режим); кількості та складу перенесеного потоком твердого матеріалу (режим наносів); складу та концентрації розчинених речовин (гідрохімічний режим); зміни русла ріки (режим руслового процесу).

Вода в ріку поступає двома шляхами поверхневим і підземним. Поверхневий - тала вода (танення снігу), танення льодовиків, випадання дощів. Підземне - за рахунок виходу ґрунтових вод, розкриті руслом водоносні пласти.

Найбільш поширене живлення - снігове. Льодовикове - тільки гірські ріки. Дощове - ріки в районах із мусонним кліматом. Підземне живлення - усі не пересихаючі ріки.

В основному у річок змішане живлення й у залежності від співвідношення таке живлення формує режим ріки.

Основна характеристика режиму ріки - *гідрограф* (тільки для витрат). На основі гідрографа можна оцінити роль типів живлення, виділити характерні фази водного режиму ріки.

**Повінь** - фаза водного режиму ріки, що щорічно повторюється в даних кліматичних умовах в один і той же сезон. Характеризується високою водністю і викликається сніготаненням на басейні або спільним таненням снігів і льодовиків. Для більшості рік повінь - головна фаза режиму, але в залежності від кліматичних розумів вона може бути: весняним, весняно-літнім і літнім.

Весняне танення снігу на рівнині; весняно-літнє - для високогірних районів; літнє - для рік високогірного снігового й льодовикового живлення.

**Паводки** - збільшення водності ріки за рахунок дощів. Смороду короткочасні, але інтенсивні (основна відмінність). Дощові паводки можуть накладатися на повені, утворюючи зубці на гідрографі. Між паводком і повінню ріка може отримувати тільки підземне живлення.

**Межень** - фаза з підземним живленням, низькими витратами. Короткочасна межень - період від 10 до 30 днів. Тривалість більше 30 діб може бути безперервною або уриватися дощовими паводками. Найбільш низьке  $Q$  у межень можуть бути або взимку, або влітку в залежності від кліматичних умов. У посушливих районах - улітку. У холодних - узимку. При малих запасах води стік може припинитися й у залежності від режиму буде або пересихання, або перемерзання. Пересихання в найбільш посушливий період теплого літа, може бути повністю або місцями (ланцюжок мілководних озер). Восени стік у ріці може збільшитися.

*Перший тип.* Узимку ріка може перемерзати на перекатах. Стік іде по перекатах.

*Другий тип.* Ріки, що перемерзають повністю. При глибинах до двох метрів ріка може перемерзнути повністю, але може спостерігатися підрусловий потік.

*Третій тип.* Суцільне перемерзання і якщо вічна мерзлота, підруслового потоку немає.

Максимальні витрати на річках у період повеней. Від цього  $Q$  залежить розрахунок мостів, водосховищ. На великих водозборах рівнинних рік  $Q_{max}$  формується за рахунок сніготанення. На малих ріках  $Q_{max}$  бувають або снігові, або дощові. Інтенсивність сніготанення менше інтенсивності дощу.

На співвідношення типів живлення впливає висота місцевості (рельєф). У горах із зростанням висоти зростає частка снігового живлення. Танення снігу йде поступово і збільшується тривалість повені. Із зростанням висоти повінь зсувається на період весна - початок літа. Можна нанести терміни початку повеней на карти. По них можна передбачити повінь. Зміна дат, термінів повеней називається зональністю. Зональність гідрографічних характеристик полягає в плавній зміні їх по території. Форма повеней може бути симетричною і тоді тривалість підйому становить  $1/3$  спади. Асиметричне - різкий підйом і тривалий спад

(для півдня). Сніг тавить швидко, не даючи протавати землі. Якщо весна «недружня», те гідрограф. Може бути розчленований. Це зможе спостерігатися з доли в рік. Іноді за рахунок будови гідрографічної мережі. Об'єм стоку міняється по роках.

Фактори, що впливають на характер повені:

- 1) Постійні (фізична географія).
- 2) Непостійні (стан поверхні басейну: міра його зволоженості, промерзання басейну; метеорологічні умови: хід температури повітря, інтенсивність сонячної радіації й опади;)

Ці стани дають можливість ділити типи весни:

Адвективний тип – тепла, з  $t > 0$ , опадів мало, сонячної радіації мало (найбільше значення для танення снігу має теплообмін із повітрям).

Плювіальний тип – дощова весна без сонця.

Солярний тип – без дощів, із низькою температурою і сонячними днями (сніготанення за рахунок сонячної радіації).

На півдні переважає роль сонячної радіації - солярний тип весни.

На півночі - адвективний тип весни.

У залежності від типу весни може зміняться форма повеней і її об'єм. Кліматичні умови дають можливість отримати середні терміни і середньорічні об'єми повеней.

### Одиниці стоку води

Стоком називається кількість води, що протікає через поперечний переріз водотоку за деякий час. Для врахування та порівняння стоку в різних створах на одній річці вживані такі одиниці стоку:

- *Об'єм стоку* – об'єм води, що протікає через поперечний переріз ріки за який-небудь проміжок часу ( за рік, місяць, добу); виражається в  $\text{м}^3$  або  $\text{км}^3$ .
- *Витрата води* характеризує водність ріки на ділянці даного створу (пункту) у зазначений момент часу, виражається в  $\text{м}^3/\text{с}$ . об'єму

$$\bar{Q} = W/T, \quad (1)$$

звідки

$$W = \bar{Q} \cdot T. \quad (2)$$

- *Модуль стоку* – кількість води, що стікає з одиниці площі басейну ріки в одиницю часу, виражається в  $\text{л}/\text{с км}^2$  або  $\text{м}^3/\text{с км}^2$ . Знаючи для якого-небудь створу на річці витрату води  $Q$  та площу басейну  $F$ , модуль стоку можна визначити із співвідношення

$$q = Q \cdot 10^3 / F. \quad (3)$$

Тут  $10^3$  – коефіцієнт розмірності.

- *Шар стоку* – кількість води в міліметрах, що рівномірно розподілена на площі  $F$  та стікає за деякий проміжок часу  $T$ . Якщо відомий об'єм стоку за який-небудь проміжок часу та площа басейну, шар стоку (мм),

$$Y = W/F \cdot 10^3. \quad (4)$$

- *Коефіцієнт стоку* – це відношення шару стоку  $Y$  з даної площі за який-небудь проміжок часу до шару опадів  $X$ , що випали на цю площу за той же проміжок часу:

$$\eta = Y/X, \quad 0 \leq \eta \leq 1.0. \quad (5)$$

### Гідрографи стоку Розчленування гідрографів за видами живлення

Кількісна оцінка долі різних видів живлення в загальному балансі ріки здійснюється шляхом розчленування *гідрографа* – річкового графіка витрат води. Для цього служать типові графіки коливань витрат води, побудовані на багаторічних спостереженнях, або гідрографи за окремі характерні роки (багатоводний, маловодний, середній щодо водності). За типовий береться такий гідрограф, який відображає загальні риси гідрографа за ряд років і вільний випадкових особливостей кожного року.

Під час побудови типового гідрографа за ряд років осереднюються величини ординат (витрати) і абсцис (час) характерних особливостей окремих рік (початок повені, наступ максимуму, кінець повені та ін.); по встановлених опорних точках будується плавний графік із таким розрахунком, щоб сумарний річний об'єм стоку, визначений за типовим гідрографом, відповідав дійсному середньому його значенню за багаторічний період.

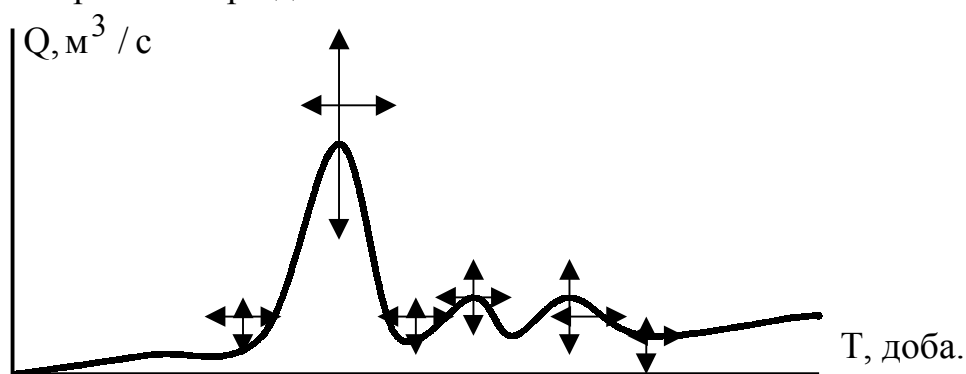


Рис.1. Типовий гідрограф.

На типовому гідрографі зазначають межі коливань (за значенням та часом) характерних точок гідрографа (рис.1).

Існує декілька прийомів розчленування гідрографа за видами живлення:

1. Найпростіший спосіб виділення підземного стоку – метод “зрізки”, який состоїт у тому, що на гідрографі з'єднуються плавними лініями точки мінімальних витрат передвесняного та меженого періоду. За такого способу не враховується особливості режиму підземних вод, які стікають у ріку.

Підземне живлення рік утворюються припливом з окремих водоносних пластів. У цьому разі має значення тип гідравлічного зв'язку пластів із рікою.

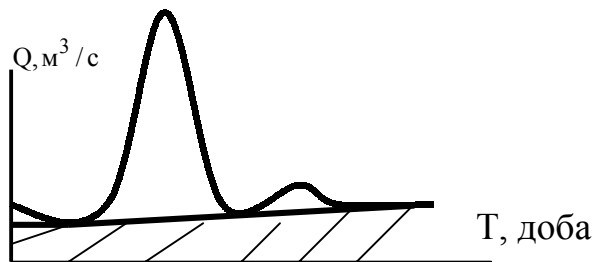


Рис.2. Розчленування гідрографу за методом зрізки.

2. Метод Полякова при наявності г/зв'язку. У період максимуму повені підземне живлення = 0, потім воно меншає по мірі підвищення рівня до максимуму, потім підземне живлення збільшується.

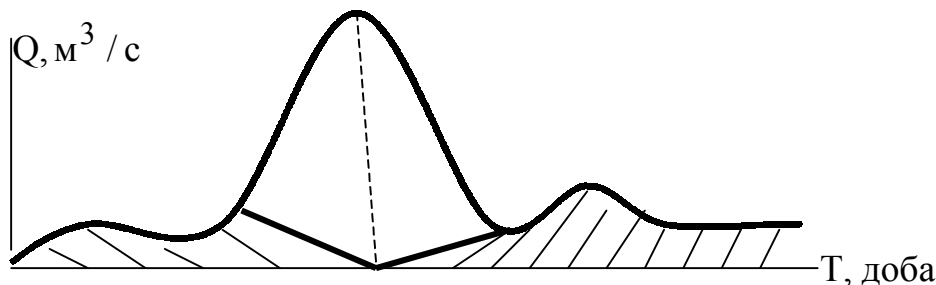


Рис.3. Розчленування гідрографу за методом Полякова.

3. Метод Огієвського. Виділяється глибоководне підземне живлення, відповідне мінімальним витратам у найбільш посушливі роки. При розчленуванні гідрографу враховується падіння підземного живлення після повені (не враховується зміна опадів).

4. Метод Куделіна (Комплексний гідрогеологічний метод).

4.1. Ріка отримує живлення з водоносних пластів, які не мають гідравлічного зв'язку з нею. Зимом стік поступово меншає, а під час повені збільшується підземне живлення.



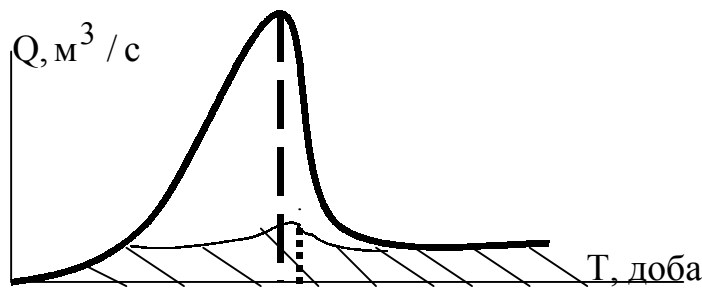


Рис.4.1.Розчленування гідрографу за методом Куделіна у випадку відсутності гідравлічного зв'язку з рікою.

#### 4.2. Ріка гідравлічно пов'язана з підземними водами.

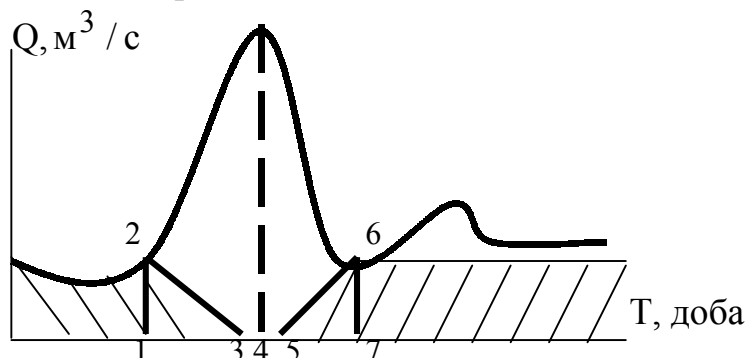


Рис.4.2.Розчленування гідрографу за методом Куделіна у випадку наявності гідравлічного зв'язку з рікою.

Порядок виділення підземного живлення подальший (рис.4.2). При підніманні рівня води в річці підземний стік різко зменшується, а при найвищому рівні припиняється й настає від'ємна фаза підземного живлення; лінія 1-2 характеризує припинення підземного живлення ріки. На великих басейнах через даний поперечний переріз (замикаючий створ) ще можуть надходити підземні води в русло з верхів'я басейну. Час припинення стоку цих вод у замикаючому створі (точка 3) визначається за даними при початок та кінець повені у верхній частині басейну та тривалості добігання.

Тривалість добігання визначається за формулою

$$\tau = L/V, \quad (6)$$

Таким чином, ґрунтові води будуть стікати з верхів'я басейну від дати початку повені до дати проходження хвилі повені  $\tau_p$  (точка 3).

Прибуття підземних вод у річну мережу відновиться у верхів'ях після після закінчення повені (точка 4). Досягнуть ці води замикаючого створу залежно від тривалості добігання, за якою визначається положення точки 5. Зростання підземного живлення відображає лінія 5-6. Лінія 6-7 визначає на гідрографі підземний стік після берегового регулювання, а точка 6 відповідає початку межені.

4.3.Ріка отримує змішане живлення (і від гідравлічно пов'язаних і не пов'язаних із рікою пластів).Розчленування йде в два етапи. Спочатку з гідравлічно не пов'язаних, а потім із гідравлічно пов'язаних.

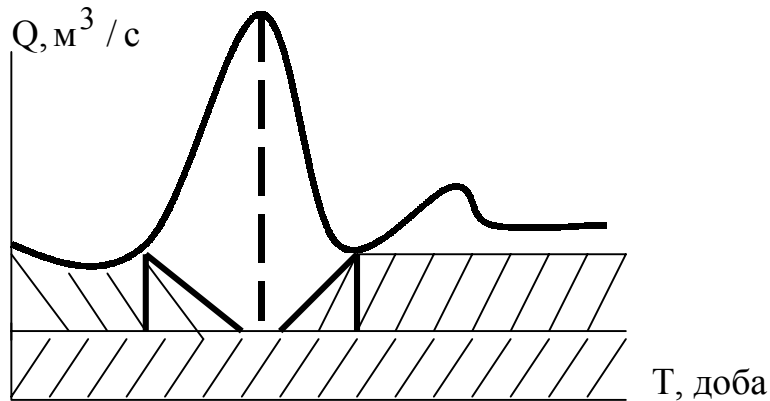


Рис.4.3.Розчленування гідрографу за методом Куделіна у випадку коли річка отримує живлення від гідравлічно пов'язаних та гідравлічно не пов'язаних з рікою пластів.

4.4.Змішане підземне живлення і за рахунок артезіанських вод. Розчленування йде в 3 етапи.

- зв'язних;
- незв'язних;
- артезіанських;

При наявності дощових паводків дощовий поверхневий стік виділяють по ходу опадів (влітку) і опадів і температур для весни. На одному графіку наносять хід опадів, хід температур і все поєднується з гідрографом.

### **Класифікація рік за водами живлення**

Тип живлення та пов'язаний з ним розподіл стоку в році є основними ознаками водного режиму рік і взаємозв'язку їх із географічними умовами басейнів. Тому в сучасній гідрології використовуються класифікації рік, побудовані за цими ознаками.

Перша класифікація рік за видами живлення та водного режиму розроблена О.І.Воєйковим у 1884 р. Вона основана на результатах аналізу типів живлення рік та внутрішньорічного розподілу стоку залежно від характеру атмосферних опадів, сніготанення та часткових витрат на випаровування. Він виділив 9 типів, що вміщують водотоки з сніговим живленням на рівнинах та горах, із дощовими максимумами водності в теплий або холодний період року, ріки аридних регіонів, що пересихають, та тимчасових водотоків полярних країн.

Принципи, висунуті Воєйковим, дістали розвиток у роботах сучасних дослідників.

В 1938 р. М.І.Львович, досліджуючи матеріали щодо клімату та режиму рік, розвиває та кількісно змінює класифікацію Воейкова. В основу цієї класифікації Львович покладає дві ознаки: типи живлення рік та сезонний розподіл стоку. Кількісна оцінка живлення здійснюється шляхом розчленування гідрографів (снігове, дощове, льодовикове та ґрунтове). У тих випадках, коли один із типів (джерел) живлення має більше 80% річного стоку, йому належить переважне значення, а останні типи не враховуються. Якщо даний тип коливається в межах від 50 до 80% річного стоку, то йому надається збільшене значення. Коли ж один із типів живлення не перевищує 50%, ріка відноситься до змішаного живлення, але зазначається, який з типів живлення перевищує це значення (градації 50-80% беруться для всіх типів, крім льодовикового). Межі льодовикового живлення – 25 та 50%.

Другою ознакою ділення рік є розподіл стоку за сезонами року, внаслідок чого всі ріки розділені на чотири головних типи: снігового, дощового, льодовикового й високогірсько-снігового, а також підземного, які підрозділяються на 38 груп з урахуванням сезонного розділу стоку.

Б.Д.Зайков в 1946 р. розробив класифікацію рік за характером водного режиму на основі аналізу річних гідрографів. Всі ріки колишнього СРСР діляться на три основних типи: 1 – ріки з весняною повінню; 2- з повінню в теплу частину року; 3 – із паводковим режимом у межах року.

До першої групи належать ріки з періодично повторними весняними повенями, за рахунок танення снігу в їх басейнах. За характером весняної повені та режимом витрат в останній час року ріки цієї групи підрозділяються на 5 типів: казахстанський, східноєвропейський, західносибірський, східносибірський та алтайський.

До другої групи відносять ріки, у яких повинь спостерігається в теплу частину року та зумовлюється випаданням дощів або таненням високогірних снігів та льодовиків. Ця група підрозділяється на два типи: далекосхідний та тянь-шанський.

До третьої групи належать ріки з частими короткими паводками в різний час року та низьким стоком у міжпаводкові періоди. Ріки цієї групи поділяються на три типи: причорноморський, кримський та північнокавказький.

Недоліком у класифікації Зайкова є схематизація типів рік та об'єднання їх із різним генезисом стоку.

В 1960 р. П.С.Кузін значно розвив та деталізував класифікацію Б.Д.Зайкова. За основні ознаки взято переважний тип живлення та особливості головних фаз водного режиму – повеней та паводків. Всі ріки розділені на три основні типи водного режиму (табл.1).

Таблиця 1.

Основні типи водного режиму і їх зв'язок з типами живлення

Тип	Ріки	Переважаючі види живлення
I	З повенями	Снігові
II	З повенями і паводками	Снігові і дощові
III	З паводками	Дощові

Ріки зазначених типів несуть в собі риси географічної зональності. У доповнення виділяється азональний – четвертий тип – ріки з переважанням підземного живлення, що характеризує рівномірний режим рік протягом року.

Три основні типи розділяються на підтипи, різними за часом проходження повені та паводків. Усього виділено 14 підтипів, які відносяться до цих трьох типів.

Третя стадія ділення рік – за тією чи іншою фізико-географічною зоною. Перехід з однієї географічної зони в другу зумовлює зміну водного режиму, що зазначає існування тісного зв'язку режиму з природними умовами.

Територія ділиться на 6 основних зон: арктичну, тундрову, лісову, півпустинну та пустинну. На основі цього розподілу проведено гідрологічне районування території та наведена характеристика режиму рік кожного району та підрайону.

Отже, класифікація П.С.Кузіна містить більш генетичну деталізацію типів рік порівняно з класифікацією Б.Д.Зайкова.

## Лекція 13

### Тепловий та льодовий режим рік

#### *Тепловий баланс*

Коливання температури води в ріках та водоймищах, зростання та руйнування льодового покриву – явища зв'язані з енергією, випромінюваною Сонцем.

Потоки прямої сонячної радіації залежать від складу атмосфери та відстані між Землею та Сонцем. У зв'язку з цим у гірських районах пряма сонячна радіація вища, ніж на рівнинній місцевості. Значний вплив на пряму радіацію має хмарність. Розсіяна радіація залежить від тих же самих факторів, що й пряма, і має виражений добовий хід. В цьому разі максимум припадає на полудень (10% загальної радіації).

Сумарна радіація (при безхмарному небі) становить: в екваторіальних та субекваторіальних широтах 2.6-2.8, в тропічних та субтропічних – 2.2 – 2.6, в помірних – 1.5-2.2 та арктичних 1.05-1.5 КДж/(см<sup>2</sup> добу).

Сумарна радіація визначає зміну термічного режиму річок та водоймищ, яку можна виразити у вигляді теплового балансу

$$R = LE + P + B \quad (1)$$

де  $R$  – радіаційний баланс;  $LE$  – витрата теплоти на випаровування, або виділення її під час конденсації;  $P$  – турбулентний теплообмін між водною поверхнею та атмосферою;  $B$  – теплоаккумуляція.

Співвідношення між елементами теплового балансу визначається співвідношенням між припливом та витратою теплоти, що й зумовлює типові риси температурного режиму.

### *Зміна температури води у часі*

Хід температури води взагалі відповідає ходу температури повітря, але зміна температури води здійснюється плавніше внаслідок значної її теплопроводності.

Добовий хід температури води найбільш чітко виражений у теплу частину року. Основними факторами, що зумовлюють амплітуду добових коливань, є широта місцевості, водність та погодні умови.

На різних широтах добова амплітуда різна: на півночі вона менша внаслідок зменшення тривалості ночі (весняно-літній період) і, як правило, не перевищує  $1^{\circ}\text{C}$ , на півдні зростає до  $2-3^{\circ}\text{C}$ . Широтний розподіл температури змінюється в гірських районах із-за пониження її з висотою.

Чим більша водність ріки, тим менша добова амплітуда температури води. При ясній погоді різниця температури дня та ночі більше, ніж при неясній погоді.

У середині року температура води має закономірний хід, зв'язаний зі зміною теплового балансу. У зимові місяці (за наявності льодового покриву) температура води в річці тримається біля  $0^{\circ}\text{C}$ . Після скресання ріки температура води збільшується та досягає свого максимуму в червні-серпні, потім знижується до мінімуму на початок льодоставу. Середньорічна температура води значно вища від середньорічної температури повітря, бо в ріках вода не охолоджується нижче  $0^{\circ}\text{C}$ .

### *Розподіл температури води за живим перерізом та за довжиною ріки.*

Турбулентний характер течії води в піках становить у загальних рисах однорідність розподілу температури за живим перерізом. Звичайно, можуть спостерігатись деякі відмінності між поверхневими та придонними шарами, між прибережною та стрижньовою зонами. Біля берегів вода також теплішою, ніж на стрижні, тому що ґрунт нагрівається швидше, ніж вода, і віддає теплоту прибережним струменям. У період осіннього охолодження вода біля берегів і на поверхні холодніша, ніж у середині

потоків та біля дна. Зимою за наявності льодового покриву спостерігається невелике підвищення температури від поверхні дна, що пов'язано з надходженням теплоти з ґрунтовими водами і від дна.

Різниця температури може відбуватися за рахунок дії вод приток, малого водообміну між поверхневими та глибинними шарами, або живленням ріки озерними водами.

За довжиною ріки температура води залежить від зміни географічних зон, через які протікає ріка, виду постачання, температури води приток, а також наявності в басейні озера та льодовиків. На великих ріках, які течуть з півночі на південь, температура взагалі підвищується від верхів'я до гирла, а на ріках із зворотним напрямом вона понижується. Ріки, що течуть у широтному напрямі, характеризуються одноманітністю температури води за довжиною. Особливі помітні різниці температури на гірських ріках, де в межах невеликих територій спостерігається зміна декількох високих поясів.

Термічний режим рік на окремих ділянках значною мірою визначається господарською діяльністю.

### Льодовий режим рік

Льодовий режим рік є сукупністю закономірно повторних процесів виникнення, розвитку та руйнування льодових утворень на ріках.

У льодовому режимі рік виділяється три фази: *замерзання* – утворення льодового покриву, *льодостав* – наявність льодового покриву та *скресання* – руйнування льодового покриву.

**Замерзання.** Появі льоду на ріках передують швидке охолодження води за негативного теплового балансу. Перші ознаки льоду проявляються коли температура поверхні ріки понижується до  $0^{\circ}\text{C}$  та нижче. Охолодження води настає раніше на мілководних ділянках біля берегів, а також у застійних місцях, тому вони є першим осередком льодових утворень. Тут виникають *забереги* – смуги льоду, змерзлих із берегами ріки при не замерзанні основної частини водного простору. Наростанню заберегів сприяє швидке охолодження ґрунту берегів.

Одночасно із заберегами на ріках проявляється *сало* – поверхневі первинні льодові утворення, складаються з голкоподібних та пластичних кристалів у вигляді плям або тонкого суцільного шару. Під час випадання снігу на водну поверхню утворюється *сніжура*, що плаває грудковими скопищами.

Турбулентне перемішування сприяє переохолодженню товщі води біля дна, утворюючи внутрішньоводне льодоскупчення первинних льодових кристалів, утворених у товщі води та на дні русла при

переохолодженні води в потоці до сотих долів градуса нижче нуля. Внутрішньоводний лід, утворений на дні ріки, носить назву донного льоду.

Для утворення внутрішньоводного льоду необхідні такі умови:

1. Переохолодження води нижче  $0^{\circ}\text{C}$  на соті долі градуса;
2. Наявність ядер кристалізації;
3. Швидка течія води, що сприяє вирівнюванню температури в живому перерізі; переносу ядер кристалізації у глибину потоку під час виносу теплоти, виділеної при кристалізації;
4. Наявність водного нерухомого придонного шару води, в якому відбувається кристалізація.

Різноманітністю льодових форм є *шуга* – спливаюча на поверхню води маса внутрішнього льоду у вигляді скреслих накопичень, в масі яких є сало, сніжура, та мілкобитий лід. Шуга може бути в руслі в спокійному стані під льодовим покривом – підльодова шуга.

На шугоносних ріках частіше всього утворюється *зажор* – накопичення шуги з включенням мілкобитого льоду в руслі ріки, що спричиняє зменшення водного перерізу і зв'язане з цим підвищення рівня води. Виникнення зажорів спостерігається на ділянках рік, що мають звивистість річкового русла, із різкою зміною глибини, звуженням ріки. Зажори спостерігаються на багатьох ріках Кольського півострова, Карелії, Неві, Свірі, Волхові, Ангари, Підкаменній Тунгусці, Дністрі, Пруті та ін. Для боротьби із зажорами застосовують вибухові та криголамні роботи.

Плаваючі на річці льодяні поля, утворені внаслідок замерзання заберегів, сніжури та шуги, становлять *осінній льодохід*. Осінній льодохід може бути відсутнім на малих та великих ріках. На гірських ріках замість льодоходу спостерігається шугохід.

На великих рівнинних ріках осінній льодохід проходить спокійно. На окремих ділянках утворюються *затори* – накопичення криг у руслі ріки під час льодоходу, за рахунок зменшення водного перерізу та пов'язане з цим підвищення рівня води.

**Льодостав.** Льодостав на малих ріках утворюється без осіннього льодоходу. На великих ріках формування льодоставу відбувається з виникненням заторів льоду, вище яких за негативної температури здійснюється замерзання окремих криг у льодові поля, останні, зростаючись із заберегами, утворюють на цій ділянці льодостав (льодову перемичку). Льодостав, встановлений на різних ділянках ріки, починає поступово поширюватися від цих місць по течії, доки вся ріка не покриється суцільним льодовим покривом.

У період льодоставу на ріках можуть зберігатися відкриті простори води серед льодового покриву, так звані *полині*. Вони утворюються під дією динамічних та термічних факторів. Полині динамічного походження виникають на порогах, стремнинах та в нижніх б'єфах ГЕС. Вони можуть зберігатися протягом усієї зими і є осередками шуги, яка зноситься під лід та спричиняє утворення зажорів.

Полині термічного походження виникають у місцях виходу теплих ґрунтових та промислових вод, у нижніх б'єфах гребель ГЕС та верхів'ях річок, що витікають з озер та водосховищ внаслідок притоку тепліших вод.

**Скресання.** Зруйнування льодового покриву відбувається під дією сонячної радіації, притоку теплоти від повітря та талих вод, а також унаслідок течії води. Раніше всього починає розтавати сніг на льоду, поверх нього появляється вода, яка постійно фільтрується в мілкі тріщини та послабляє спайку кристалів; лід стає менш стійким. Одночасно під дією теплоти спостерігається танення льоду біля берегів, які прогріваються швидше. Тут утворюються вузькі смуги води, вільні від льоду, названі *закраїнами*. У місцях із швидкою течією, де льодовий покрив має меншу товщину, утворюються відкриті простори чистої води – *промоїни*.

Приплив талих вод та підвищення рівня в ріках сприяє підняттю, розламуванню криг та руху їх униз течією – починається весняний льодохід. Так скресають ріки, що течуть із півночі на південь. Скресання їх починається знизу і переміщується вгору за течією. Льодохід дещо випереджає хвилю повені та проходить відносно спокійно. З верхів'їв ріки припливають криги, затримуються біля скопищ льоду, в результаті чого утворюються величезні затори. Останні спричиняють підвищення рівня води в ріці вище місця затору та затоплюють значні площі. (Наприклад, Ленськ, 2001 р.).

Свої особливості скресання мають малі ріки. У лісовій зоні малі ріки мають значне ґрунтове живлення, тому на них утворюється тонкий лід, покритий потужним сніговим покривом. Скресання таких рік проходить порівняно швидко після танення снігу.

Весняний льодохід здебільшого більший, ніж осінній, бо в ньому бере участь велика маса води та льоду, рухаючись із великою швидкістю. Товща криг під час весняного льодоходу може досягати 1 м і більше.

Весняний льодохід на півдні Європейської території (Україна) починається в березні.



**Лекції 14, 15**  
**Озера та водосховища**  
**Типи озер за характером улоговин**

**Озером** називають заповнену водою улоговину або западину земної поверхні, що безпосередньо не з'єднана з морем (океаном) та характеризується сповільненим водообміном. Штучно створене озеро називається водосховищем. Мілководне водосховище площею не більше 1 км<sup>2</sup> називають ставком.

За Б.Б.Богословським, розміри та форми улоговин визначаються їх походженням. За походженням улоговини поділяються на :

1.Тектонічні – розміщені в прогинах земної поверхні, звичайно, глибокі, великі за площею та витягнуті в довжину: Байкал, Каспійське, Аральське, Онезьке, Севан;

2.Вулканічні - виникають у кратерах затухлих вулканів, мають заокруглу та воронкоподібну форму (озера Камчатки, Закавказзя);

3.Льодовикові - пов'язані з діяльністю сучасних або стародавніх льодовиків. Вони бувають ерозійними – виникають у створених льодовиками улоговинах на великих кристалічних масивах (Кольський п-в, Карелія, Альпи, Кавказ), та акумулятивні – розміщуються серед моренних відкладень (Прибалтика);

4.Водноерозійні та водноакумулятивні - пов'язані з діяльністю річкових або морських вод. Це стариці, плеса, озера річкових дельт та морського узбережжя: лагуни та лимани;

5.Провальні - утворюються внаслідок вилущування гірських порід та танення захованого льоду;

Карстові зустрічаються на Уралі, Кавказі, у Криму – в місцях залягання вапняків, доломітів, які легко розмиваються водою. Просадкові (суфозійні) можуть виникати в місцях осідання шарів ґрунтів. Типові для лісових та степових районів недостатньої зволоженості. Термокарстові – виникають внаслідок танення льодових лінз та пов'язаного з ним осідання ґрунтів у районах багатомірзких порід. Мають овальну форму та невеликі глибини. Поширені в тундрі, Сибірі, Забайкаллі.

6.Еолові – утворюються в западинах, що виникають через видування вітром частинок ґрунту в умовах сухого клімату (Арало-Каспійська низовина).

7.Завальні - виникають у гірських системах при перегородженні річкових долин обвалинами або зсувами (озеро Рица)

8.Органогенні - вторинні озера, утворені на болотах; мають значну площу та глибину.

9.Антропогенні – водосховища, ставки, а також озера, утворені на місцях кар'єрів, копанок та ін..

За побудовою улоговин виділяють водосховища річкового та озерного типів. Річкові мають два підтипи: долинні – при затопленні долин до корених берегів або терас, та руслові – при затопленні русел та частин заплави. Підпружені озера – озеровидні розширення річкових долин або ділянок деяких рік із водорозділами.

Великі рівнинні водосховища мають значну площу та ширину при незначних середніх глибинах (10–20 м). Водосховища передгір'я мають значні глибини (100 м) за незначної ширини. Водосховища гірських районів мають дуже великі глибини (100–200 м), відносно незначну ширину та площу дзеркала при значному об'ємі.

### Будова озерної улоговини

Частина озерної улоговини, заповнена водою до висоти максимального рівня, називається *озерним ложем*, або *озерною чашею*. В озерному ложі розрізняють берегову та глибинну області. В береговій області переважають процеси руйнування гірських порід під впливом хвильового прибою, а в глибинній спостерігається відкладання продуктів руйнування.

Берегова область складається з трьох зон – берега, побережжя та берегової відмілини (рис.1).



Рис.1 Розчленування берегової області озера.

*Берег* – частина суші, що окаймовує озеро у вигляді схилів різної крутизни. Основа берега розміщена на верхній границі берегового прибою; постійно руйнується, берег відступає від урізу в глибину суші. Закінчується берег *бровкою*, тобто лінією сполучення схилів із прилеглою місцевістю.

*Побережжя* – зона прибою. Частина цієї зони, що примикає до берега лише за великої хвилі, носить назву сухого побережжя. Частина, затоплена періодично при підвищенні води, називається затопленою, а

частина побережжя, яка перебуває під водою постійно, називається підводною.

*Берегова обмілина* має вигляд підводної тераси, що опускається в сторону озера крутим схилом (відсип). Обмілина виникає внаслідок розмиву (абразії) корінних порід та намиву (аккумуляції) матеріалу, принесеного хвилями.

Побережжя та берегову обмілину об'єднують в одну зону, названу *прибережною* або *літораллю*.

Глибинна область, або *профундаль*, займає найглибшу частину дна, яка недоступна хвилюванню. Перехідну частину між літораллю та профундаллю називають *сублітораллю*.

Межі меж окремими частинами озерної улоговини не завжди визнані. Хімічні та біологічні процеси, хвилювання, твердий стік, винесений ріками, поступово змінюють рельєф дна та схилів улоговини, а також планові риси.

Таким чином, із часом початковий рельєф озерної улоговини зрівнюється, озеро міліє, потім заростає та “вмирає”. Усі озера в геологічному розрізі є тимчасовими утвореннями і рано чи пізно зникають.

У розвитку озера розрізняють такі стадії:

1. Юність – початковий рельєф улоговини незмінний;
2. Зрілість – навколо озера з'являється берегова обмілина, а в гирлах рік формуються дельти, але окремі нерівності улоговини залишаються, розвивається водна рослинність;
3. Старість – озеро оточують схили дельт та осипів, берегових обмілин, алювіальні відкладення поширюються всюди, зменшується глибина;
4. Загасання та відмирання – коли озеро міліє настільки, що центральна донна частина розміщується на рівні з береговими обмілинами та безпосередньо переходить у них. Водна рослинність переходить із підводної у надводну (болотну) і озеро перетворюється в болото.

### *Морфометричні характеристики водоймищ*

Водоймища відрізняються одне від одного за розмірами та формою, кількісний вираз яких носить назву морфометричних характеристик.

Морфометричні характеристики визначаються за планом або за картою водоймища в ізобатах і відносяться до певного рівня води. Під час складної побудови улоговиною характеристики визначаються як для всього водоймища, так і для окремих його частин.

- Площа водної поверхні (дзеркала)  $F_0$  (км<sup>2</sup>) розрізняється як площа без островів та площа водоймища з островами; визначається планіметруванням.
- Довжина водоймища  $L$  (км) – найменша відстань між двома найвіддаленішими точками берегової лінії, виміряна по поверхні водоймища.
  - Ширина водоймища  $B$  (км): середня  $B_{cp}$  - відношення площі дзеркала водоймища  $F_0$  до його довжини  $L$ ; максимальна  $B_{max}$  - найбільша відстань між берегами, перпендикулярна до довжини.
- Довжина берегової лінії  $L_0$  (км) визначається за урізом води (нульовою ізобатою).
- Звивистість (зрізаність, розвиток) берегової лінії  $K_i$  - відношення довжини берегової лінії до довжини окружності кола, площа якого дорівнює площі водоймища:

$$K_i = L_0 / (2\sqrt{F_0\pi}). \quad (1)$$

- Об'єм водної маси  $V_0$  ( км<sup>3</sup> або млн.м<sup>3</sup>) визначається аналогічним способом. об'єм. Розраховуючи об'єми шарів, використовують формули:

Зрізаного конуса

$$V_i = 1/3h(f_1 + f_2 + \sqrt{f_1f_2}), \quad (2)$$

призми

$$V_i = 1/2h(f_1 + f_2), \quad (3)$$

$h$  - переріз ізобат;  $f_1$  та  $f_2$  - площі, обмежені ізобатами.

### Водний баланс водоймищ. Рівняння водного балансу

Рівняння водного балансу можна записати в такому загальному вигляді:

$$\sum \Pi - \sum P = \sum A + H, \quad (4)$$

нев'язка

За водним балансом водоймища діляться на стічні, кожне з яких дає початок водостоку, та безстічні, що втрачають воду лише на випаровування. Проміжну групу становлять водоймища з переміжним стоком.

Рівняння водного балансу озера має вигляд

$$X + Y_{пр} + Y_{гр} + C_o - Y_a - Y_{ф} - E_o - Y_b = \pm \Delta V_o + H, \quad (5)$$

об'єму. Усі елементи водного балансу визначаються в об'ємних одиницях або міліметрах шару води.

Для безстічного озера у рівнянні (5) не беруть участь складові  $Y_{ст}$  та  $Y_{ф}$ .

Озера з переміжним стоком за високих рівнів діють як стічні, а за низьких – як безстічні.

Рівняння водного балансу водосховища мають таку структуру, як і озера, але деякі складові розраховуються більш диференційовано:

$X + Y_o + Y_{б} + Y_{гр} + Y_c - Y_{ст} - Y'_{ф} - E_o - Y_v - Y_{ф} \pm V_{л} = A_v + A_p + A_{п} + H$ , (6)  
де  $Y_o$  - приплив по основних ріках;  $Y_{б}$  - боковий приплив (схилний та по малих ріках);  $Y_c$  - приплив через гідротехнічні споруди, прилеглі до водосховища;  $Y_{ф}$  - фільтрація в водосховище через розміщені вище гідротехнічні споруди;  $V_{л}$  - запас води в снігу та льоду, який осів на берега і дно зимою і спливає весною;  $Y_{ст}$  - скид через споруди гідровузла;  $A_v$  - акумуляція в чаші водосховища;  $A_p$  - акумуляція в руслах та заплавах приток нижче гідростворів;  $A_{п}$  - акумуляція в ґрунтах ложа та берегів.

Усі елементи водного балансу для вивчених водосховищ розраховуються за гідрометричними даними. За їх відсутності їх визначають побічними методами: за аналогами, емпіричними формулами та ін.

### **Термічний та льодовий режим на водоймищах**

Безперервно здійснюваний теплообмін між водною масою водоймища, його ложем та атмосферою зумовлює температурний режим. Теплообмін найактивніше проявляється в поверхневих шарах водоймища. Глибші шари нагріваються перемішуванням, а також безпосереднім проникненням сонячної енергії на глибину. Останнє залежить від прозорості води і для глибини 5м становить 0-5% падаючої променевої енергії.

У зимові часи процеси теплообміну з навколишнім середовищем істотно змінюються. Так, наявність льоду та снігу практично припиняють променевий теплообмін, процеси переміщення водних мас, і всі течії затухають.

Процеси, зумовлені нагріванням водоймища та його охолодженням, взаємопов'язані і протікають одночасно. Інколи один процес збільшується або зменшується. Наприклад, нагрівання поверхні водоймища спричиняє зростання випаровування, яке у свою чергу сприяє охолодженню цієї поверхні.

Найінтенсивніші витрати теплоти у водоймищах перед їх замерзанням, після льодоутворення вони зменшуються. Найбільша зміна температури спостерігається на поверхні водоймища, тобто на межі, де

спостерігається теплообмін між водою та повітрям. Все це відбувається під впливом динамічного та конвективного перемішування, хвилювання та течій.

Конвективне перемішування, тобто вертикальні переміщення частинок води з різною густиною, можливе взагалі при певному поєднанні температури в поверхневих та глибинних шарах водоймища. Це відбувається в тому випадку, коли температура верхніх шарів води нижче або вище температури  $4^{\circ}\text{C}$  (температура найвищої густини). Нагрівання або охолодження верхніх шарів води збільшує їх густину, призводить до опускання на глибину та заміщення їх, легшими глибинними шарами води. Конвективне переміщення припиняється після того, коли вся водна маса буде мати однорідну температуру, що дорівнюватиме температурі придонного шару води, а для неглибоких водоймищ  $4^{\circ}\text{C}$ . Таке явище у водоймищах називається *гомотермією*, яка виникає весною та восени.

Після настання весняної гомотермії при прогріванні водоймища його верхні шари стають теплішими та легшими, а в нижчерозміщених шарах вода стає холодніша та густіша. Такий спад температури з глибиною носить назву *прямої термічної стратифікації* (рис.2).

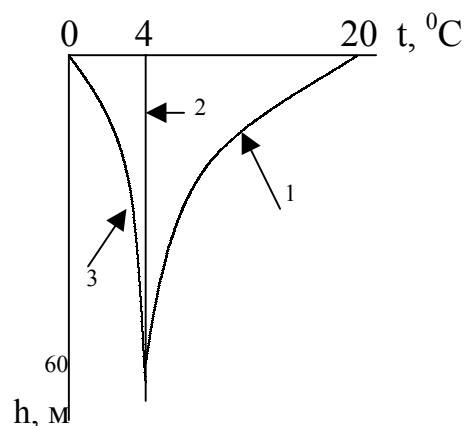


Рис.2. Розподіл температури по глибині озера : 1 –пряма температурна стратифікація; 2 – весняна (осіння) гомотермія; 3 – зворотна температурна стратифікація.

В осінній період при охолодженні водоймища поверхні шари стають теплішими, ніж нижні, що приводить до перемішування водних мас, яке руйнує пряму стратифікацію. Цей процес триває до настання осінньої гомотермії. У період подальшого охолодження водоймища верхні його шари мають температуру нижче  $4^{\circ}\text{C}$  і стають легшими від нижче розміщених тепліших та щільніших шарів. Таке підвищення температури з глибиною носить назву зворотної стратифікації. Зворотна стратифікація посилюється при подальшому охолодженні водоймища і порушується

весною, коли під впливом нагрівання збільшується густина верхніх шарів води та починається перемішування водних мас.

На великих глибоководних водоймищах помірної зони, що мають великі мілководдя біля берегів, весною та восени утворюється зона розділу водних мас із різними температурами, яка називається *термічним баром*. Останній формується у вигляді порівняно вузької смуги води з температурою, близькою до 4<sup>0</sup>С по всій товщі. Термічний бар розділяє водоймища на дві області: теплоактивну, примкнуту до побережжя, та теплоінертну, розміщену у відкритій частині водоймища.

Озера, розміщені в різних кліматичних умовах, мають певний термічний режим і поділяються на такі типи:

1. Термічні озера (теплі) – температура води їх завжди вище 4<sup>0</sup>С, характеризується наявністю прямої стратифікації (Женевське, озера Африки та Південної Америки, оз. Іссик-Куль);
2. Озера середніх широт (змішані), які мають змінну стратифікацію протягом року (Байкал, Ладозьке, Онезьке та ін.);
3. Полярні озера (холодні), характеризуються наявністю лише зворотної стратифікації (озера Сибіру, Канади, високогірних широт).

При встановленні зворотної стратифікації загальна тепловіддача поверхні водоймища збільшується, водоймище вступає у фазу свого зимового періоду і в ньому починається процес льодоутворення. Період часу, протягом якого на водоймищах спостерігаються льодові явища, можна поділити на три характерні частини: замерзання, льодостав та скресання.

Для замерзання потрібна наявність переохолодженої води, в якій перебувають ядра кристалізації (кристали льоду на снігу), а також безперервний відтік питомої теплоти кристалізації.

Також як на річках, на водоймища утворюється сало. Подальше охолодження сприяє тому, що сало змерзається в окремі диски діаметром до 3 м, які називаються блинчастим льодом. Він змерзається, потовщується і створює льодяні поля, переганяється вітром до берега, де вони змерзаються з береговим льодом.

Після встановлення льодоставу нарощення льоду на водоймищах залежить від потоків теплоти, яка витрачається, виходячи вгору через лід в атмосферу та приходить знизу до водної товщі.

Протягом зими лід деформується, pojawiaються тріщини. Тріщини (термічні) виникають при різких добових змінах температури поверхневих шарів льоду, якщо на ньому відсутній сніг, а також під дією вітру (динамічні).

Скресання водоймищ відбувається під впливом теплових та механічних факторів (вітер, підйом рівня). На малих, захищених від вітру водоймищах, лід тане на місці без порушення суцільності.

Водоймища, розміщені в середніх широтах, очищуються від льоду в кінці квітня, на малих водоймищах цей процес проходить швидко – уже в травні, а на великих плавучий лід зустрічається в липні (оз. Байкал).

## **Лекція 16**

### **Болота**

#### **Утворення та розвиток боліт**

*Болотом* називають природне утворення, яке являє собою відкладання на поверхні мінеральних порід органічного матеріалу, насиченого водою – торфу, товща якого не менше 30 см, та на ньому проростає специфічна болотна рослинність, пристосована до умов достатнього зволоження. Території, на яких товща торфу менше 30см, називаються заболоченими землями.

Торф утворюється завдяки неповному розкладенню щорічно відмираючої маси рослин; він має своєрідні фізичні та хімічні властивості, відмінні від мінеральних ґрунтів. Болотоутворювальні процеси залежать від двох основних причин: загальної зволоженості території та кількості теплоти, що надходить.

Головною причиною нагромадження органічного матеріалу на поверхні ґрунту є постійний надлишок вологи, який спричиняє дефіцит кисневого обміну та сповільнює доступ повітря в пори ґрунту, зумовлюючи неповне окислення відмерлих рослинних речовин, що утворюють гумінові кислоти, та консервацію органічного матеріалу.

Дослідженнями встановлено, що торф у природних умовах вміщує води від 87 до 97% за об'ємом, сухої речовини – від 10 до 2% та газів від 1 до 7%.

Рослинний покрив боліт має різні види деревних, мохових, трав'яних та чагарникових рослин, які проростають у різних сполуках.

Установлюючи зв'язок між гідрологічним режимом, фізичними властивостями болотних масивів та характером рослинності, в основу кладуть поняття про болотну фацію, або болотний мікроландшафт. Болотний мікроландшафт – частина території болота, у межах якої зберігається однакова структура рослинного покриву.

Утворення боліт на суші спостерігається за подальших умов:

1. У разі залягання водотривких порід близько поверхні землі та за наявності значної кількості атмосферних опадів відбувається значне зволоження верхнього шару ґрунту. У хвойних лісах появляються зелені мохи, а потім змінюються білими. Останні містять значну кількість вологи, затрудняючи доступ кисню до відмерлих рештків, в



результаті чого спостерігається накопичення торфу. Насичений водою шар торфу та живих мохів перешкоджає доступу кисню в ґрунт, коріння дерев “задиhaється”, хворіє і гине.

2. Інтенсивне заболочення відбувається і місцях лісових пожеж, розміщених не тільки в низинах, а й на підвищених місцях. Лісосіка покривається злаками, утворюючи щільну деревину, яка утримує вологу. Через декілька років тут появляється мох-сфагнум та виникає мохове болото.
3. Заболочення спостерігається внаслідок затримання стоку весняних вод з річкових долин у русла рік за рахунок малих похилів або наявності берегових виносів.
4. Невеликі болота формуються в підніжжях схилів річних долин при виході ґрунтових вод та розвитку болотної рослинності.
5. На водорозділі болота можуть утворитися в мілких западинах, у місцях виносу ґрунтовими водами з-під шару глини розчинних солей або мілкопісочного ґрунту.
6. Інтенсивне заболочення земель здійснюється в районах багаторічної мерзлоти. Висока температура повітря влітку та температура мерзлих ґрунтів біля 0 °С сприяє постійній зволоженості шару ґрунту над мерзлими ґрунтами і розвитку трав'яної рослинності, а потім заболочування.

7. Господарська діяльність людини спричиняє зміну зволоженості різних територій суші. Будівництво гребель на річках, створення підпорів ґрунтових вод є погіршенням відтоку надлишку вологи з ґрунтів. Прокладка дорожніх насипів, каналів, будівництво різних комунікацій порушують поверхневий стік по схилам, приводять до підтоплення місцевості і її заболочування.

#### *Морфологія боліт*

Болота можуть мати плоску, ввігнуту або випуклу поверхню. Характерними елементами мікрорельєфу поверхні болота є гряди, мочажини, грудки, міжрядкові пониження та горби.

- *Гряди* – окремі витягнуті в довжину підвищені ділянки на болоті, чергуються з пониженнями – *мочарами*. Чергування цих елементів мікрорельєфу спостерігається через кожні 3-6м. Гряди та мочарі – це єдиний комплекс у мікрорельєфі болотних масивів.
- *Горби* – спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним випучуванням, утворені торфом, під яким розміщений вічномерзлий шар зі суглинистих та глинистих ґрунтів, які підстеляють торфовище.
- *Грудки* – утворення їх пов'язано з нерівномірною щільністю та усадкою рослинної дернини, зумовлених складом рослин даної рослинної асоціації та водно-тепловими умовами їх проростання.

Для болотних масивів характерна наявність внутрішньоболотних водних об'єктів: струмків, річок, озер та полів.

- Болотні водотоки – це зростаючі струмки та річки, які існували до утворення болотного масиву або виникли у процесі розвитку масиву та виробили власний рельєф.
- Болотні озера можуть досягати десятків квадратних кілометрів, а глибини – 10 м та більше.
- Драговини, або трясовини, - це дуже перезволожені ділянки болотних масивів, які характеризуються розрідженою торф'яною масою, нестійкою дерниною, високим стоянням рівня води, що періодично або постійно виходить на поверхню.

### *Типи боліт*

Залежно від характеру водо-мінерального живлення, умов залягання відносно рельєфу та складу рослинності болота підрозділяються на три основні типи: низинні (евтрофні), верхові (оліготрофні) та перехідні (мезотрофні).

Низинні болота розміщуються у понижених частинах рельєфу. Поверхня вигнута або плоска. У живленні боліт крім атмосферних опадів та стоку поверхневих вод з суходолів значну роль відіграють ґрунтові води. Це болота долин, болота староріч, терасні, болота заплавин.

Верхові болота – це болота водороздільних просторів, живляться головним чином атмосферними опадами. Суцільний товстий килим зі сфагнових мохів – характерна риса верхових боліт. Наростання моху та накопичення торфу спостерігається в центрі болота, тому поверхня боліт має випуклий характер.

Перехідні болота за характером рослинності та живлення займають проміжне положення між низинними та верховими.

## **Література**

1. Богословский Б.Б. и др. Общая гидрология. - М.: Изд.МГК, 1986.
2. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. Київ, 1994.
3. Лучшева А.А. Практическая гидрология.- Л.: Гидрометеиздат, 1976.
4. Самохин А.А. и др. Практикум по гидрологии.- Л.: Гидрометеиздат, 1986.
5. Чеботарев А.И. Общая гидрология.- Л.: Гидрометеиздат, 1975.

