

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ГОПЧЕНКО Є. Д., ШАМЕНКОВА О. І.

## **ФІЗИЧНА ГІДРОЛОГІЯ**

Конспект лекцій

Одеса  
Одеський державний екологічний університет  
2020

**Г 66**  
**УДК 556.1**

*Рекомендовано методичною радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як конспект лекцій (протокол № 10 від .04. 07. 2016 р.)*

**Гопченко Є. Д., Шаменкова О. І.**

**Фізична гідрологія: конспект лекцій.** Одеса, ОДЕКУ, 2016. 195с.

Дисципліна «Фізична гідрологія» належить до професійно-практично-го циклу підготовки бакалаврів за напрямком - «гідрометеорологія». В конспекті лекцій розглянуті фізичні та хімічні властивості води, процеси формування річкової мережі, гідрологія озер, боліт, водосховищ, льодовиків та підземних вод.

Конспект лекцій може використовуватись студентами денної та заочної форм навчання.

**ISBN 978-966-186-031-4**

© Гопченко Є. Д., Шаменкова О. І., 2016

© Одеський державний екологічний університет, 2020

## ЗМІСТ

	стор.
ВСТУП	7
1. ВОДНІ РЕСУРСИ СУШІ. ВОДНІ ЕКОСИСТЕМИ	8
1.1 Загальні уявлення про гідрологію	8
1.2 Водні ресурси Земної кулі і кругообіг води у природі	10
1.3 Водний баланс Земної кулі	12
1.4 Водні ресурси України	14
2. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ	16
2.1 Хімічні властивості води	16
2.1.1 Молекулярна структура та ізотопний склад	16
2.1.2 Хімічний склад природних вод	16
2.1.3 Вода як розчинник	17
2.1.4 Якість води	18
2.2 Фізичні властивості води	19
2.3 Аномалії води	28
3. ВПЛИВ ОСНОВНИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ФАКТОРІВ НА РЕЖИМ ВОД СУШІ	30
3.1 Температура повітря та ґрунту	30
3.2 Атмосферні опади	31
3.2.1 Тверді опади і накопичення снігового покриву	32
3.2.2 Рідкі опади, стокоформуючі дощі	34
3.3 Випаровування	36
4. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК	42
4.1 Формування річкової мережі	42
4.1.1 Гідрографічна мережа	42
4.1.2 Річки та їх типи	44
4.1.3 Річкові системи	47
4.1.4 Морфометричні характеристики річок	51
4.1.5 Річковий басейн	52
4.1.6 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів	55
4.2 Річкові долини	56
4.2.1 Типи долин	56
4.2.2 Русла річок	58
4.2.3 Поперечний переріз русла і його морфометричні характеристики	60
4.2.4 Характерні руслові утворення	61
4.2.5 Поздовжній профіль річок	62
4.3 Живлення та водний режим річок	63
4.3.1 Види живлення річок	63
4.3.2 Водний режим річок та його фази	64
4.3.3 Гідрографи стоку. Розчленування гідрографів стоку	65

4.3.4	Класифікація річок за характером водного режиму і видами живлення	70
4.4	Рівневий режим та механізм течії річок	72
4.4.1	Рівневий режим річок	72
4.4.2	Характеристики рівневого режиму	73
4.4.3	Механізм течії річок	74
4.4.4	Розподіл швидкості течії в річках	76
4.5	Річковий стік	78
4.5.1	Характеристики стоку	78
4.5.2	Чинники формування стоку	80
4.5.3	Рівняння водного балансу річковоих водозборів	82
4.5.4	Норма стоку	83
4.5.5	Мінливість річного стоку	85
4.5.6	Внутрішньорічний розподіл стоку	88
4.6	Річкові наноси та руслові процеси	91
4.6.1	Енергія та робота річок	91
4.6.2	Формування річкових наносів	92
4.6.3	Основні характеристики річкових наносів	93
4.6.4	Рух річкових наносів	95
4.6.5	Режим стоку наносів	98
4.6.6	Руслові процеси та їх типізація	99
4.6.7	Морфологічні елементи річкових русел	103
4.6.8	Екологічні аспекти руслових процесів	106
4.7	Термічний режим річок	108
4.7.1	Річний термічний цикл	108
4.7.2	Розподіл температури води за живим перерізом та за довжиною річок	109
4.7.3	Тепловий баланс	111
4.7.4	Визначення складників рівняння теплового балансу	113
4.7.5	Тепловий стік	117
4.7.6	Теплове забруднення	117
4.8	Льодовий режим річок	118
4.8.1	Замерзання води	119
4.8.2	Замерзання річок	120
4.8.3	Льодостав	121
4.8.4	Типи льодяного покриття	122
4.8.5	Наростання товщини льоду	123
4.8.6	Методи розрахунку наростання товщини льоду	126
4.8.7	Скресання річок	129
4.9	Джерела забруднення річок і заходи щодо охорони водних ресурсів	132
5.	ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ	135

5.1	Озера	135
5.1.1	Загальні поняття і поширення озер на земній кулі та в Україні	135
5.1.2	Типи озер за походженням і характером водообміну	135
5.1.3	Морфологія озерної улоговини	139
5.1.4	Морфометричні характеристики водойм	140
5.1.5	Водний баланс озер	143
5.1.6	Рівневий режим озер	144
5.1.7	Динамічні явища в озерах	145
5.1.8	Термічний режим озер	148
5.1.9	Льодовий режим озер	150
5.1.10	Гідрохімічні, оптичні та біологічні особливості озер	152
5.1.11	Вплив озер на клімат прилеглої території	155
5.1.12	Вплив озер на річковий стік	155
5.2	Водосховища	156
5.2.1	Призначення водосховищ, їх розміщення на земній кулі та в Україні	156
5.2.2	Типи улоговин водосховищ за їх будовою	158
5.2.3	Основні морфометричні характеристики водосховищ	158
5.2.4	Водний баланс водосховищ та їх гідрологічний режим	160
5.2.5	Переформування берегів і замулення водосховищ	163
5.2.6	Гідрохімічний і гідробіологічний режим водосховищ	164
5.2.7	Вплив водосховищ на річковий стік	165
6.	ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ	166
6.1	Утворення та розвиток боліт	166
6.2	Морфологія боліт	170
6.3	Типи боліт	171
6.4	Вміст води в болотних масивах	172
6.5	Гідрологічний режим боліт	173
6.6	Вплив боліт на річковий стік	175
6.7	Вплив осушення на стік з боліт	176
6.8	Поширення боліт та їх господарське значення	177
7.	ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД	179
7.1	Походження підземних вод	179
7.2	Водно-фізичні властивості ґрунтів	180
7.3	Види води у ґрунтах	180
7.4	Просочування води у ґрунт	181
7.5	Характеристика залягання підземних вод	182
7.6	Рух підземних вод. Закон фільтрації Дарсі	184
7.7	Взаємозв'язок підземних і руслових вод	185
7.8	Режим підземних вод	187
8.	ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ	189

8.1	Сучасне зледеніння	189
8.2	Умови та процес утворення льодовиків	189
8.3	Рух льодовиків	191
8.4	Типи льодовиків	192
8.5	Льодовикові річки та їх господарське значення	192
	Список літератури	195

## ВСТУП

**Гідрологія** – наука, яка вивчає природні води, явища та процеси, які в них протікають та визначають розподіл вод по земній поверхні і в товщі ґрунтів, а також закономірності їх розвитку.

Гідрологія відноситься до циклу наук, які вивчають фізичні та географічні взаємозв'язки земної кулі.

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

Процеси, які протікають в океанах і морях, різко відрізняються від тих, що відбуваються у водах суші (річках, озерах та болотах). Тому гідрологія підрозділяється на **гідрологію морів і океанів** (океанологію) та **гідрологію суші**.

**Фізична гідрологія** – наука, яка вивчає природні води суші, гідрологічні явища та процеси, а також закономірності їх розвитку у взаємозв'язку з атмосферою та літосферою.

**Мета дисципліни** – вивчення природних вод, їх властивостей, закономірностей явищ і процесів у взаємозв'язку з атмосферою, літосферою та біосферою.

**Задача вивчення дисципліни** – вироблення у студентів розуміння умов формування вод суші, їх територіального розподілу і зв'язку з фізико-географічними умовами та впливом господарської діяльності.

Дисципліна «Фізична гідрологія» використовується при розв'язанні задач використання поверхневих та підземних вод, у водопостачанні, водному транспорті, меліорації, гідроенергетиці, охороні водних джерел від забруднення тощо.

В результаті вивчення дисципліни студенти повинні **знати** фізичні основи гідрологічних явищ та процесів, умови формування природних вод суші, **вміти** визначати основні морфометричні характеристики річок і водойм, виконувати розрахунки складових водного балансу річкових водозборів та водойм, аналізувати вплив господарської діяльності на річковий стік.

Для успішного засвоєння дисципліни студентам необхідні знання та вміння з таких дисциплін як фізична географія, геофізика, фізика атмосфери, фізика, хімія.

За основу викладених у конспекті лекцій питань взяті такі роботи: підручник О.І. Чеботарьов “Общая гидрология”, “Гидрология суши”, навчальний посібник Є.Д. Гопченко та О.В. Гушля “Гідрологія суші з основами водних меліорацій

# 1. ВОДНІ РЕСУРСИ СУШІ

## 1.1 Загальні уявлення про гідрологію

**Комплекс наук гідрологічного спрямування.** Гідрологія суші як система наукових досліджень сформувалася у 20-х роках XX століття. Формування наукових уявлень стосовно закономірностей розвитку гідрологічних процесів здійснювалось у межах фізичної географії, геології і гідротехніки.

Фізична географія та геологія розглядали питання щодо закономірностей формування рельєфу річкових водозборів та будови річкової мережі, походження озерних западин, формування річкових долин, відомості про водний баланс водойм та річкових водозборів, водний режим поверхневих та підземних вод.

У гідротехніці вивчалися закономірності розподілу за живим перерізом швидкості течії, формування руслових утворень, а також умови формування весняного водопілля, дощових паводків, встановлення емпіричних залежностей стоку від його факторів.

Дослідження, виконані фахівцями фізичної географії, геології та гідротехніки, створили основу, на якій в середині 20-х років гідрологія відокремилась як самостійна наука.

Велику роль у становленні гідрології як науки мав створений у 1919 році Державний гідрологічний інститут, а також роботи організацій, що проектували різні гідротехнічні споруди (Гідропроєкт, Гідроенергопроект та інші), та науково-дослідних організацій Академії наук СРСР і союзних республік, залізничного і водного транспорту та ін. Наукові співробітники своїми дослідженнями визначили основний напрям розвитку гідрології як науки, що вивчає води суші, процеси та закономірності, якими вони визначаються.

Водночас гідрологічні дослідження в Україні зосередилися в інституті водного господарства (нині інститут гідромеханіки НАНУ), заснованому у 1926 р. завдяки зусиллям Є.В. Оппокова. Видатним вченим, який працював у цьому закладі, був А.В. Огієвський – дослідник багатьох гідрологічних явищ та процесів, автор численних монографій.

За основними напрямками та методами дослідження, задачами по використанню водних ресурсів в гідрології виділяють такі розділи:

1) **загальна гідрологія**, яка вивчає загальні закономірності і процеси у гідросфері та взаємозв'язки між гідросферою, атмосферою і літосферою;

2) **гідрографія**, яка вивчає та описує конкретні водні об'єкти, розглядає закономірності географічного розподілу поверхневих вод,

особливості їх морфології, режиму, господарського значення та використання;

3) **інженерна гідрологія**, яка розглядає методи розрахунку та прогнозу характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів при вирішенні інженерних задач і планування водогосподарських заходів;

4) **гідрометрія**, яка розробляє методи спостережень і вимірювання характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів;

5) **гідрологічні прогнози**, в задачу яких входять розробки науково обґрунтованих методів передбачення гідрологічних характеристик, розвитку гідрологічних явищ у часі та просторі;

6) **гідрофізика** (фізика вод суші), яка охоплює дослідження фізичних властивостей природних вод у будь-якому агрегатному стані, закономірності випаровування у природі, утворення і танення снігу і льоду, термічного режиму водойм та інших процесів, пов'язаних з фазовими перетвореннями води;

7) **гідрохімія**, яка досліджує хімічні властивості води у часі та просторі, вивчає проблеми забруднення й якості вод;

8) **динаміка вод суші та руслові процеси**, які вивчають закономірності переміщення водних мас, сгінно-нагінні явища, течії та взаємодію потоку і русел річок.

Підземні води вивчає гідрогеологія, а води атмосфери – метеорологія та кліматологія. Закономірності руху води у русловій мережі вивчає гідравліка. Умови та походження льодовиків, їх розвиток та робота розглядаються у гляціології [4].

### **Сучасні напрямки розвитку гідрологічних досліджень.**

Найважливіші задачі сучасної гідрології такі:

- оцінка та охорона водних ресурсів у комплексі з охороною навколишнього середовища;
- оцінка складових водних балансів окремих об'єктів;
- встановлення закономірностей формування гідрографічної мережі та переформування берегів водосховищ;
- встановлення зв'язків гідрологічних явищ з метеорологічними факторами й умовами підстильної поверхні;
- дослідження рівневого, температурного та льодового режимів річок, озер, водосховищ;
- розробка методів розрахунку та прогнозу характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів;
- вивчення процесів забруднення та самоочищення природних вод і розробка методів боротьби з забрудненнями;
- дослідження закономірностей переміщення водних мас, течій тощо;

- дослідження хімічного складу природних вод та вирішення проблем якості води;
- вивчення динамічних процесів у річках.

## 1.2 Водні ресурси земної кулі і кругообіг води у природі

**Розподіл води на земній кулі.** Загальна кількість води на земній кулі становить приблизно 1.5 млрд. км<sup>3</sup>. На частку океанів та морів припадає 1.37 млрд. км<sup>3</sup> води або 94%. Поверхневі води суші: річок, озер, боліт, льодовиків, материкового льоду – близько 2% всієї кількості води на земній кулі.

Водна поверхня земної кулі, що утворює єдину поверхню, носить назву **Світового океану**. Площа поверхні землі становить 510 млн. км<sup>2</sup>, з цієї площі водами Світового океану покрито 361 млн. км<sup>2</sup> або 71%, а площа суші становить 149 млн. км<sup>2</sup> або 29%.

Вода та суша нерівномірно розподіляються на земній кулі. Більша частина суші розташована у північній півкулі і дорівнює 100 млн. км<sup>2</sup> або 39%, а у південній півкулі знаходиться 49 млн. км<sup>2</sup> - або 19%. Площа водної поверхні в північній півкулі дорівнює 155 млн. км<sup>2</sup>, тобто 61%, а в південній – 206 млн. км<sup>2</sup> або 81% (у відсотках від кожної сфери).

Поверхня суші земної кулі за умовами стоку води розподіляється на область зовнішнього стоку та область внутрішнього стоку.

**Зовнішньою** (периферійною) областю стоку називають частину суші, річковий стік якої надходить безпосередньо в океани та моря, пов'язані зі Світовим океаном. Наприклад, великі периферійні області напрямлені до Атлантичного океану, з них стікають великі річки: Амазонка (Південна Америка), Міссісіпі (Північна Америка), Нігер і Конго (Африка), річки Європи: Дунай, Вісла, Одер, Рейн, Луара та інші.

**Внутрішньою** (безстічною) областю називають сушу, яка не має стоку в океан, вода її річок надходить в безстічні озера. Наприклад, Арало-Каспійська область внутрішнього стоку (басейни річок Волга, Урал, Кура, Сирдар'я, Амудар'я та інші). До безстічних областей відносяться пустелі Сахара, Аравійська та Центрально-Австралійська. З 149 млн. км<sup>2</sup> площі суші на область зовнішнього стоку припадає 119 млн. км<sup>2</sup> або 80%, а 30 млн. км<sup>2</sup> або 20% - на область внутрішнього стоку. Головний вододіл поділяє сушу на два схили: зі стоком річок в Атлантичний і Північний Льодовитий океани (60%) та зі стоком річок – в Тихий та Індійський океани (40%).

Із об'єму стоку 45.8 тис. км<sup>3</sup>, який формується в областях зовнішнього стоку, поверхневий приплив води в океани та моря досягає 44.7 тис.км<sup>3</sup>, решта–1.1 тис.км<sup>3</sup>–дорівнює втратам річкових вод. З 1010 км<sup>3</sup>

стоку, що формується у безстічних областях, на басейни Каспійського та Аральського морів, оз.Балхаш і річки Казахстану припадає 767 км<sup>3</sup>. На іншу частину областей внутрішнього стоку поверхні суші залишається 243 км<sup>3</sup> (Сахара, Аравійська та Центрально-Австралійська пустелі).

Води Світового океану та суші у рідкому і твердому стані утворюють **гідросферу** – перервну водну оболонку Землі.

Верхньою межею її є поверхня розділу з атмосферою (тропосферою), нижня частина гідросфери проникає в літосферу і не має чіткої межі з нею. Між атмосферою, гідросферою і літосферою відбувається постійна взаємодія і обмін кількістю енергії та речовини [12].

**Кругообіг води у природі.** Вода на земній кулі перебуває у постійному русі – кругообігу. В цьому русі беруть участь води океанів і морів, а також води атмосфери та суші.

Основною причиною кругообігу води є сонячна енергія. Теплова сонячна енергія зобумовлює процеси, які виникають в атмосфері та гідросфері: випаровування, опади, вітер, течії тощо, а також явища органічного та неорганічного життя на земній кулі. Випаровування води, опади у вигляді дощу і снігу, танення льодовиків і течія річок, висихання ґрунту та водойм постійно діються у природі і є закономірними ланками загального кругообігу води на земній кулі.

Під впливом сонячної радіації з поверхні океанів, морів, річок, озер, льодовиків, снігового покриву та льоду, ґрунту і рослинності щорічно випаровується 577 тис. км<sup>3</sup> води: більша її частина (505 тис. км<sup>3</sup>) – зі Світового океану і менша (72 тис. км<sup>3</sup>) – з суші.

Випаровування з поверхні океанів і морів – основне джерело надходження вологи в атмосферу. Пара за відповідних умов конденсується, утворює опади, які випадають на земну поверхню у вигляді дощів, снігу, граду тощо. На поверхні суші опади проникають у ґрунт і формують ґрунтові води, стікають по схилах місцевості, утворюють тимчасові та постійні водотоки, а залишкова частина їх знову випаровується. Цей безперервний замкнутий процес обміну вологи між атмосферою та земною поверхнею називають **кругообігом** води в природі (рис. 1.1).

Відзначають два види кругообігу води:

1) **малий** чи океанічний – кругообіг, коли випаровувана з поверхні океанів і морів волога не переноситься на сушу, а, піднявшись вгору, конденсується та повертається безпосередньо в океани і моря у вигляді атмосферних опадів;

2) **великий** кругообіг – це процес переміщення повітряними течіями на сушу водяної пари та її надходження у вигляді опадів на поверхню суші, а потім повернення в океани і моря поверхневим чи підземним шляхом у вигляді річкового стоку.

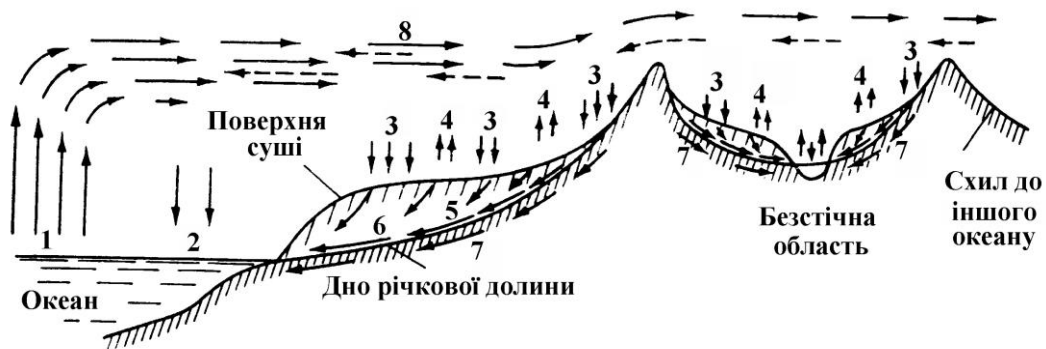


Рисунок 1.1 – Схема кругообігу води у природі [12]

- 1 – випаровування з поверхні океану;
- 2 – опади на поверхню океану;
- 3 – опади на поверхню суші;
- 4 – випаровування з поверхні суші;
- 5 – поверхневий та підземний стік в річку;
- 6 – річковий стік в океан (безстічне море);
- 7 – підземний стік в океан (безстічне море);
- 8 – вологообмін між сушею та океаном через атмосферу.

Великий кругообіг містить **місцевий** або **внутрішньоматериковий** вологообіг, який відбувається на суші. Частина опадів випаровується і знову конденсується та надходить на поверхню суші у вигляді дощу або снігу. Ця волога, перш ніж повернутися в океан, здійснює декілька обігів.

Кругообіг води у межах безстічних областей суші є самостійним, але він пов'язаний із загальним вологообігом на земній кулі. Вода з безстічних областей попадає в океан не шляхом стоку, а шляхом переносу її у вигляді пари повітряними потоками у периферійні області суші або безпосередньо в океани та моря.[12]

### 1.3 Водний баланс земної кулі

Співвідношення надходження та втрат води з урахуванням зміни її запасів протягом певного проміжку часу для певного об'єкта називається **водним балансом**.

В середньому для багаторічного періоду щорічна втрата води з морів та океанів внаслідок переносу випаровуваної вологи на сушу покривається

надходженням води за рахунок поверхневого та підземного стоку. У межах сучасної геологічної епохи вважається, що об'єм води на земній кулі сталий і кількість її, яка бере участь щорічно у кругообігу, практично незмінна.

Математичним виразом, який характеризує водний баланс, є **рівняння водного балансу**.

Рівняння водного балансу мають такий вигляд:

- для океану

$$E_O = X_O + Y_O ; \quad (1.1)$$

- для периферійних областей суші

$$E_C = X_C - Y_C ; \quad (1.2)$$

- для областей внутрішнього стоку

$$E_B = X_B ; \quad (1.3)$$

- для земної кулі

$$E_O + E_C + E_B = X_O + X_C + X_B \quad (1.4)$$

або

$$E_Z = X_Z , \quad (1.5)$$

де  $E$  - випаровування, мм;

$X$  - опади, мм;

$Y$  - річковий стік, мм.

Індекси означають: О – океан; С – суша; В – області внутрішнього стоку;

З – земна куля.

Складники рівняння водного балансу виражаються у міліметрах шару або в об'ємах води (л,  $\text{дм}^3$ ,  $\text{м}^3$ ,  $\text{км}^3$ ).

Щорічний об'єм опадів для всієї земної кулі становить 622 тис.  $\text{км}^3$  або 1220 мм шару стоку, що чисельно дорівнює випаровуванню. Річний об'єм опадів на континентах – 164 тис.  $\text{км}^3$  або 1100 мм, об'єм опадів на

океанах та морях – 458 тис. км<sup>3</sup> або 1270 мм у рік. Із загальної кількості атмосферних опадів, що випадають за рік на сушу, більше 70% випаровується, а решта стікає в океан [4].

#### 1.4 Водні ресурси України

**Водні ресурси** – це придатні для використання людиною в будь-яких формах і потребах запаси поверхневих вод, а також вода льодовиків, водяна пара атмосфери, ґрунтова волога.

У певному значенні під водними ресурсами великих територій розуміють величину середньорічного стоку річок за рік (м<sup>3</sup>, км<sup>3</sup>). При оцінці ж водних ресурсів окремих регіонів ураховуються також запаси підземних, озерних та інших видів вод.

Водні ресурси України складаються з місцевого стоку, який формується в річковій мережі на території України, та стоку, що надходить до її території з прилеглих районів по Дніпру (і його притоках), Дністру, Сіверському Дінцю, Дунаю та інших річках.

Головним джерелом живлення річок і формування водних ресурсів України є атмосферні опади, яких у середньому за рік випадає 366 км<sup>3</sup>, що дорівнює у шару стоку 609 мм. Проте лише невелика частина їх (близько 50 км<sup>3</sup> або 83 мм) формує річний стік. Решта вологи витрачається на випаровування.

На територію України з-поза її меж у середньому надходить 159 км<sup>3</sup> води. Отже, сумарні водні ресурси становлять 209 км<sup>3</sup>.

Кілійським гирлом Дунаю в Україну надходить 123 км<sup>3</sup> води (загальний середньорічний стік Дунаю – 203 км<sup>3</sup>), по інших річках – 36 км<sup>3</sup>.

Таким чином, Україна має досить значні сумарні водні ресурси. У той же час за запасами місцевих водних ресурсів у розрахунку на одного мешканця (близько 1 тис.м<sup>3</sup> на рік) Україна відноситься до малозабезпечених водою країн – в середньому по Європі водні ресурси на душу населення становлять 5.2 тис.м<sup>3</sup> у рік.

Загальні водні ресурси стоку річок України становлять близько 87 км<sup>3</sup> (без стоку р. Дунай). Вони складаються із місцевого стоку річок – 52 км<sup>3</sup>, а також транзитного стоку – 35 км<sup>3</sup>. Питомі водні ресурси місцевого стоку на 1 км<sup>2</sup> площі становлять по Україні майже 87 тис.м<sup>3</sup>/рік, а загальні – 144 тис.м<sup>3</sup>/рік. Прісні підземні води в цілому відновлюються дуже повільно, їхні розрахункові запаси становлять понад 27 км<sup>3</sup>, з яких не пов'язані з поверхневим стоком – 8.9 км<sup>3</sup>.

Водні ресурси зазнають значних коливань у часі та дуже нерівномірно розподілені по території України. Негативним фактором, який обмежує можливості використання наявних водних ресурсів, є

погіршення якості води через скидання у водні об'єкти стічних вод, внаслідок чого вода забруднюється, втрачає корисні якості і часто стає непридатною для певних видів використання.

Водні ресурси по території України розподілені таким чином: на півночі їх достатньо, але південна територія має водний дефіцит у зв'язку з інтенсивним розвитком зрошуваного землеробства.

Для поліпшення водоспоживання центральної частини та півдня України збудовано декілька каналів: Північно-Кримський і Головний Каховський магістральний канали, Сіверський Донець-Донбас, Дніпро-Донбас, Дніпро-Кривий Ріг, Дніпро-Інгулець.

**Використання водних ресурсів.** Водні ресурси повинні використовуватись раціонально і комплексно, при цьому обов'язковою є охорона водних ресурсів у комплексі з охороною всього навколишнього середовища.

Низка галузей, завданням яких є розробка та використання поверхневих і підземних вод, об'єднується поняттям **водне господарство**. Це такі галузі:

1. **Гідроенергетика** – використання енергії води шляхом її перетворення на електричну енергію (гідротехнічні споруди).

2. **Водний транспорт**, який використовує водні об'єкти (річки, озера, водосховища).

3. **Меліорація** – зрошення або осушення земель для сільськогосподарського використання.

4. **Водопостачання та каналізація** – потреби у воді населених пунктів, промислових підприємств, теплових і атомних електростанцій тощо.

5. **Обводнення** – створення штучних водних джерел для водопостачання сільськогосподарських та промислових підприємств.

6. **Охорона водних джерел від забруднення** – створення водоохоронних зон, будівництво очисних споруд та ін.

7. **Забезпеченість раціонального використання водних ресурсів** – здійснення заходів щодо розвитку та експлуатації водної фауни та флори.

Використання водних ресурсів і вживання різних видів водоохоронних заходів контролюються Державним комітетом України по водному господарству. Правовою основою водних відносин є Водний кодекс України та Закон про охорону навколишнього природного середовища.

Для водопостачання населення, промисловості, зрошування земель, обводнення, розвитку рибного господарства, водного транспорту і гідроенергетики в Україні створені водогосподарські системи комплексного призначення. Зокрема, водогосподарські системи великих річок, каналів, великих міст, великі зрошувальні й осушувальні системи.

## 2 ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ

### 2.1 Хімічні властивості води

#### 2.1.1 Молекулярна структура та ізотопний склад

Вода – рідина без запаху, смаку і кольору, густиною  $1000 \text{ кг/м}^3$  при температурі  $3.98^\circ\text{C}$ , при  $0^\circ\text{C}$  перетворюється на лід, при  $100^\circ\text{C}$  – на пару. Вода має просту хімічну формулу  $\text{H}_2\text{O}$ , тобто складається з двох атомів водню і одного кисню. Маса хімічно чистої води містить 11.19% водню та 88.81% кисню. Крім звичайних атомів кисню з атомною масою 16 та водню з атомною масою 1, у природі існує шість ізотопних форм кисню ( $^{14}\text{O}$ ,  $^{15}\text{O}$ , ...,  $^{19}\text{O}$ ) і три – водню ( $^1\text{H}$  – протій,  $^2\text{H}$  – дейтерій,  $^3\text{H}$  – тритій). Взаємодіючи між собою, вони утворюють молекули важкої води.

До 99,7% природної води утворено за рахунок молекули  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ , на ізотопні форми  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  припадає 0.2%. Ще менше молекул води, до складу яких входить тритій, дейтерій та ізотоп кисню (важка вода).

Густина важкої води складу  $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$  при  $4^\circ\text{C}$  дорівнює  $1056 \text{ кг/м}^3$ .

Дослідження молекули води показали, що атоми кисню та водню розміщені в кутах рівнобедреного трикутника, на вершині якого перебуває атом кисню. Кут при вершині дорівнює приблизно  $105^\circ$ , а сторона трикутника має довжину  $0.96 \text{ \AA}$  м (ангстрема), тобто  $10^{-10}$  м; відстань між ядрами водню  $\text{HH} = 1.50 \text{ \AA}$  м. Молекула води має два додатних і два від'ємних заряди, які розташовані на різних вершинах тетраедра. Таке розміщення зарядів визначає дипольний характер молекули води і її властивість розчиняти органічні і неорганічні речовини, утворювати електроліти і гази. Зближуючись різнойменними полюсами, молекули води утворюють шароподібну структуру, в якій існують численні порожнини, тому щільність льоду менша від одиниці і він утримується на поверхні води [10].

#### 2.1.2 Хімічний склад природних вод

У природних водах розчинені майже всі відомі на землі хімічні елементи, з яких виявлено понад 80.

Хімічний склад природних вод умовно поділяють на сім груп:  
1) **розчинені гази** – кисень ( $\text{O}_2$ ), азот ( $\text{N}_2$ ), сірководень ( $\text{H}_2\text{S}$ ), двооксид вуглецю ( $\text{CO}_2$ ); 2) **головні іони** (макрокомпоненти) – катіони: калій ( $\text{K}^+$ ),

натрій ( $Na^+$ ), магній ( $Mg^{2+}$ ), кальцій ( $Ca^{2+}$ ) та аніони: хлор ( $Cl^-$ ), кисневі сполуки сірки ( $SO_4^{2-}$ ), гідрокарбонати ( $HCO_3^-$ ), карбонати ( $CO_3^{2-}$ ); 3) **біогенні речовини** – сполуки азоту, фосфору, силіцію, заліза і кремнію; 4) **органічні речовини** – різноманітні органічні сполуки, які належать до органічних кислот, складних ефірів, фенолів, гумусових речовин, азотовмісних сполук (білки, амінокислоти, аміни) тощо; 5) **мікроелементи** – всі метали, крім головних іонів, а також деякі інші компоненти; 6) **забруднювальні речовини** – пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини, нафтопродукти, феноли та ін.; 7) **радіоактивні елементи** – стронцій-90, цезій-137, йод-131 тощо [1, 10].

Крім наведених, до якісних характеристик складу природних вод відносять твердість, лужність, окислюваність, агресивність, які зумовлені сукупністю кількох компонентів складу води. Користуються також поняттями „мінералізація води”, „іонний стік”, „солоність води”.

Гази та органічні сполуки наявні у вигляді молекул, солі – у вигляді іонів та частково в комплексі, а мінеральні та органічні сполуки – у вигляді колоїдів.

### 2.1.3 Вода як розчинник

Вода при взаємодії з іонами утворює гідратну оболонку. Процес енергетичних і структурних змін, які відбуваються при переході газоподібних молекул та іонів у рідкий стан з утворенням розчину певного складу, називається **гідратація**. У процесі „іон – розчинник” гідратація розглядається як стійке зв'язування іонами певного числа молекул води з утворенням стійких гідратних комплексів. Навколо іона утворюється рівномірна оболонка з молекул води. Така схема характерна лише для одноатомних іонів ( $Na, K, Li$  та ін.). Для багатоатомних іонів ( $CO_3^{2-}, NO_3^-$ )

гідратація анізотропна, тобто взаємодія не тільки за рахунок негативного заряду (молекула води має позитивний заряд), але й завдяки утворенню між ними водневих зв'язків. Це характерно для іонів  $CO_3^{2-}, NO_3^-$ .

Для біологічних процесів велике значення мають дії розчинених газів у воді – кисню  $O_2$ , двоокису вуглецю  $CO_2$  та іонів водню  $H^+$ . Збагачення води киснем відбувається за рахунок доступу кисню з атмосфери та виділення його рослинами в процесі фотосинтезу. Зменшення його в воді відбувається за рахунок окислення органічних речовин. Під час розкладання органічних речовин без доступу кисню виникає сірководень  $H_2S$ .

Під впливом температури вода може дисоціювати (іонізуватись) на протилежно заряджені іони водню  $H^+$  та гідроксил  $OH^-$ . Іон  $H^+$  є носієм кислотних, іон  $OH^-$  - лужних властивостей. При взаємодії одного з цих іонів з іншими речовинами вода може перетворитись із нейтральної на кислу, де переважають  $H^+$ , або на лужну, де переважають негативно заряджені гідроксильні іони  $OH^-$ . Вода з нейтральною реакцією має  $pH = 7$ ; кисла реакція ( $pH < 7$ ) характерна для болотних та деяких підземних вод; більшість поверхневих вод має слаболужну ( $pH > 7$ ) або нейтральну реакцію [10].

#### 2.1.4 Якість води

**Якість води** – це сукупність нормованих хімічних і біологічних характеристик, а також фізичних властивостей, що визначають придатність води для певного виду використання. З екологічної точки зору, якість поверхневих вод визначається сукупністю гідрологічних, бактеріологічних, гідробіологічних характеристик та фізичних властивостей, які створюють можливість розвитку і функціонування річкової чи озерної екосистеми.

Річки та водойми вважаються забрудненими, якщо показники складу та властивостей води в них змінилися під прямим або непрямим впливами господарської діяльності і непридатні для водовикористання або водоспоживання.

**Критерієм забрудненості** води є погіршення її якості внаслідок зміни органолептичних властивостей і появи речовин, шкідливих для людей, тварин, птахів, риб, в залежності від виду водокористування або водоспоживання, а також від підвищення температури води, яка змінює умови для нормальної життєдіяльності водних організмів.

**Критерії якості** поверхневих вод, за якими визначають рівень забруднення водних об'єктів, поділяються на три групи:

**1) фізичні:** запах, смак, колір, температура, прозорість, каламутність, нафтові плівки тощо;

**2) хімічні** – мінеральні й органічні речовини, розчинені гази, забруднювальні речовини тощо;

**3) гідробіологічні** – фітопланктон, зоопланктон, перифітон, вищі водні рослини, інтенсивність дихання та фотосинтез.

## 2.2 Фізичні властивості води

Вода – найважливіша речовина для створення середовища, завдяки особливим властивостям вона стала середовищем зосередження життя на Землі. Найбільше гідрологічне та екологічне значення мають такі фізичні властивості води як густина, питома теплоємність, велика питома теплота плавлення та випаровування, в'язкість, поверхневий натяг, мутність, прозорість, колір тощо.

### *Агрегатні стани води. Фазові переходи.*

Вода може перебувати у трьох агрегатних станах – рідкому, твердому та у вигляді пари. Перехід з одного стану в інший відбувається при зміні температури та тиску. Вода, що перебуває в стані пари, складається головним чином з простих молекул – гідролей  $H_2O$ . У рідкому стані вода містить суміш простих молекул гідролей  $H_2O$ , подвійних дигідролей  $(H_2O)_2$  та потрійних молекул тригідролей  $(H_2O)_3$ . У рідкій фазі структура молекули води ототожнюється з кристалічними ґратами кварцу, у твердій (лід) - вона ідентична ґратами тридиміту, який має менш щільні ґрати ніж кварц, і його питомий об'єм на 10% більший ніж у кварцу. Лід порівняно з водою має менш щільну оболонку молекул, тому лід утримується на поверхні, чим запобігає перемерзанню водою до дна. Перехід води з рідкого або твердого стану в пару та в зворотному напрямі можливий за необхідного тиску водяної пари над водою чи льодом, залежно від температури (рис. 2.1).

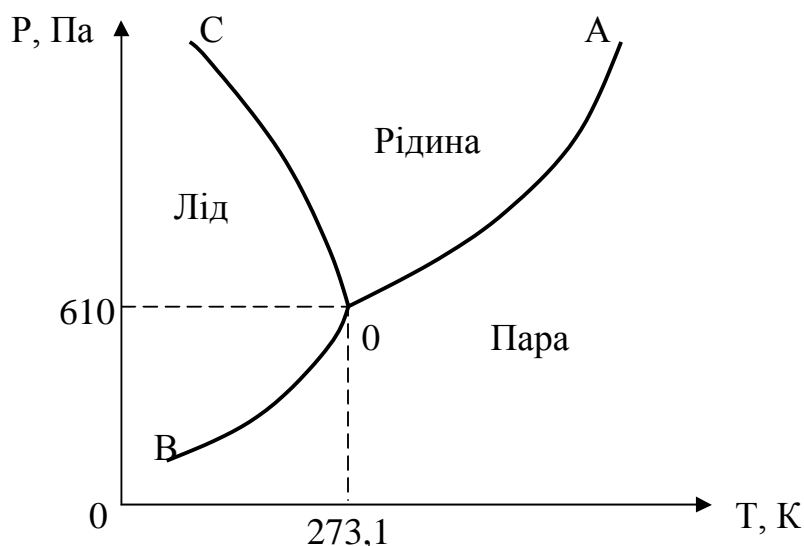


Рисунок 2.1 – Діаграма стану води

Геометричне положення точок, які відповідають рівновазі рідкої води та водяної пари, у вигляді кривої  $OA$  називається кривою **пароутворення**. Геометричним місцем точок рівноваги твердої та рідкої фаз буде крива  $OC$  - крива **плавлення**. Крива  $BO$  є кривою **сублімації**. Всі три криві перехрещуються у точці  $O$ , де одночасно можуть знаходитися у рівновазі всі три фази. Точка  $O$  називається **потрійною** точкою, їй відповідає тиск 610 Па (4.6 мм) і температура 273.16°K (0.0075°C).

Криві  $AO, BO$  та  $OC$  поділяють всю площу діаграми на три поля, із яких кожне відповідає стійкості тільки одного агрегатного стану води. При температурах та тиску у полі  $AOC$  вода знаходиться тільки у рідкому стані, поля  $AOB$  та  $BOC$  визначають ті температури та тиск, коли вода існує тільки у вигляді пари або тільки у твердій фазі.

У той час, коли густина рідкої води дорівнює густині її пари, межа між рідиною та паром зникає. Температура, при якій не має різниці між рідиною і паром називається, **критичною**. Критична температура 374.2°C, вода має тиск 218.5 атм. і має густину, що дорівнює 1/3 густини води при 0°C [1, 10].

#### **Густина води.**

**Густина** води визначається масою води  $m$  в одиниці об'єму  $V$ :

$$\rho = m / V \quad (2.1)$$

Густина води залежить від температури, атмосферного тиску, наявності розчинених солей та вищерозташованих мас води.

Найбільша густина хімічно чистої води при температурі 3.98°C дорівнює 999.97 кг/м<sup>3</sup> ≈ 1000 кг/м<sup>3</sup>. Густина води при температурі 0°C, коли вода ще не перетворилась на лід, становить 998.87 кг/м<sup>3</sup>. При переході у стан льоду – зменшується до 916.7 кг/м<sup>3</sup>. При підвищенні температури води вище 4°C густина зменшується, а при температурі 30°C становить 995.67 кг/м<sup>3</sup>.

Збільшення густини води з підвищенням температури від 0°C до 4°C пояснюється зближенням молекул, внаслідок чого зникають міжмолекулярні порожнини. Подальше зростання температури води призводить до розходження молекул води і її густина стає меншою.

На густину води впливає, крім температури, кількість розчинених солей. Густина води дещо підвищується із зростанням мінералізації. Густина води зменшується меншою мірою, ніж це можна було б чекати від ступеня зростання температури води та її мінералізації. Така властивість води зумовлює виключно важливу її роль у забезпеченні стійкості водних екосистем та підтриманні якості води. При змішуванні вод різної

температури і мінералізації утворюється змішана вода, яка має дещо більшу густину, ніж кожна з них окремо. Перехідна зона між окремими масами води з різною температурою і солоністю, в якій спостерігається ущільнення вод, називається **гідрологічним фронтом**. Вона виявляється, наприклад на межі між прісними і солоними водами у гирлах річок, які впадають в море [ ].

В екосистемах, розташованих на межі змішування солоних і прісних вод, які надходять з річковим стоком спостерігаються найбільші коливання густини води. Завдяки цьому відбувається міграція біогенних елементів з донних відкладів у шар води, в якому достатня кількість світла для синтезу рослинами органічної речовини з використанням сонячної енергії. Фактор густини води відіграє важливу роль у зростанні біомаси (фіто- і зоопланктону).

Густина води має велике значення в процесі конвекційного перемішування, тобто вертикального переміщення частинок води з різною густиною. Це відбувається в тому випадку, коли температура верхніх шарів води водойми нижча або вища температури 4°C (температура найбільшої густини). Нагрівання або охолодження верхніх шарів води збільшує їх густину і після досягнення температури 4°C вода, як більш важка, опускається на дно, а придонні шари піднімаються на поверхню. Конвекційне перемішування припиняється після того, коли вся водна маса буде мати однорідні температури (4°C для неглибоких водойм). Таке явище у водоймі називається **гомотермією** і виникає весною або восени.

При весняному підвищенні температури верхні шари стають легшими, на глибині – холодніше, тому там густина більша. Такий спад температури з глибиною називається **прямою температурною стратифікацією**.

В осінній період при охолодженні водойми поверхневі шари охолоджуються до 4°C, опускаються на дно і цей процес триває до настання **осінньої гомотермії**. У період подальшого охолодження водойми верхні її шари мають температуру нижчу за 4°C і стають легшими від нижче розташованих теплих і щільних шарів. Таке підвищення температури з глибиною носить назву **зворотної стратифікації**, яка порушується весною.

**Стиснення (об'ємна пружність)** – це властивість зменшення об'єму під впливом підвищення зовнішнього тиску, характеризується **коефіцієнтом стиснення води**  $\beta$  який дорівнює відношенню відносної зміни об'єму рідини  $V$  до зміни тиску  $P$  :

$$\beta = -\frac{dV}{V} \cdot \frac{1}{dP} = \frac{1}{\beta} \cdot \frac{d\beta}{dP}; \quad \beta = -\frac{\frac{dV}{V}}{\frac{dP}{P}} \quad (2.2)$$

Позначка „-“ вказує на те, що збільшенню тиску відповідає зменшення об'єму.

Величина, обернена коефіцієнту стиснення, є **модуль об'ємної пружності  $K$**  :

$$K = 1 / \beta \quad (2.3)$$

Значення модуля об'ємної пружності для води можна взяти  $2 \cdot 10^9$  Па, тоді коефіцієнт стиснення  $\beta \approx 5 \cdot 10^{-10}$  Па. За формулою (2.2)  $\Delta V = 5 \cdot 10^{-3}$  м<sup>3</sup>, якщо об'єм 1 м<sup>3</sup> води перенести на глибину 1000 м ( $P \approx 10^7$  Па) з поверхні. Тобто вода дуже мало стискується.

**Коефіцієнт об'ємного розширення води  $\beta_t$** . Термічне розширення води – властивість збільшувати свій об'єм при підвищенні її температури. Коефіцієнт  $\beta_t$  - це відношення відносної зміни об'єму рідини  $V$  до зміни температури  $t$  :

$$\beta_t = \frac{dV}{V} \cdot \frac{1}{dt} = - \frac{1}{\beta} \frac{d\beta}{dt} \quad \text{або} \quad \beta_t = \frac{\Delta V}{V_t} \cdot \frac{1}{\Delta t} \quad (2.4)$$

$$\text{Звідки} \quad V_2 = V_1(1 + \beta_t \Delta t), \quad (2.5)$$

де  $V_1$  та  $V_2$  - об'єми рідини відповідно при температурі  $t_1$  та  $t_2$ , м<sup>3</sup>;  
 $\Delta V = V_2 - V_1$  - зміна об'єму рідини, м<sup>3</sup>;  
 $\Delta t = t_2 - t_1$ , °C .

У зв'язку з аномалією густини води, коефіцієнт її об'ємного розширення має від'ємні значення при температурі від 0°C до 4°C та додатні при температурі вищій ніж 4°C, з підвищенням температури коефіцієнт збільшується.

#### ***Характерні значення температури води.***

**Температура найбільшої густини** дистильованої води за нормального тиску  $1.01 \cdot 10^5$  Па береться 4°C (3.98°C).

**Температура кристалізації** (замерзання) дистильованої води за нормального атмосферного тиску береться рівною 0°C і є початковим значенням температурної шкали термометра Цельсія. Температура замерзання солоних вод значно нижча: при збільшенні солоності на кожні 10 ‰ вона знижується на 0.54°C. У зв'язку з цим у солоних озерах при солоності 24.7‰ температура замерзання становить -1.3°C.

#### ***Теплові характеристики.***

**Теплоємність** – це кількість теплоти  $S$  , поглинена тілом при нагріванні його на 1°C

$$C = dS / dt \text{ або } S / \Delta t, \quad (2.6)$$

де  $\Delta t = t_2 - t_1$  - зміна температури тіла, °C ; 0

$t_1$  та  $t_2$  - температура тіла до і після підвищення до нього теплоти, °C .

**Питома теплоємність води** – це кількість теплоти, яка потрібна для нагрівання 1 кг дистильованої води на 1°C (від 14.5°C до 15.5°C). Питома теплоємність води мало залежить від температури, тому у практичних розрахунках її величина дорівнює 4.2 кДж/(кг·°C). Зі збільшенням мінералізації води теплоємність її зменшується (на 0.006 кДж/(кг·°C) на 1‰). Надзвичайно висока теплоємність води зумовлена витрачанням певної частини теплової енергії на розрив водневих зв'язків у молекулах. Завдяки цьому діапазон коливань температури водного середовища, в якому мешкають гідробіоти, рідко перевищує 30-35°C.

Перехід води з рідкого стану в твердий (кристалічний – лід) супроводжується виділенням теплоти кристалізації  $S_{кр}$ , а обернений процес – танення льоду – поглиненням теплоти плавлення  $S_{пл}$ . Ця здатність визначається питомою теплотою кристалізації (плавлення).

**Питома теплота кристалізації** води  $L_{кр}$  - це кількість теплоти, яка виділяється при кристалізації 1 кг води при сталій температурі. Для дистильованої води вона дорівнює  $33.3 \cdot 10^4$  Дж/кг.

Перехід води з рідкого стану у пару супроводжується поглиненням теплоти випаровування  $S_B$ . Джерелом її є внутрішня енергія самої води, тому при випаровуванні вона охолоджується. Обернений процес – конденсація пари – супроводжується виділенням теплоти  $S_k$ , яка дорівнює теплоті випаровування.

**Питома теплота випаровування** води – це кількість теплоти, необхідна для переходу 1 кг води з рідкого стану в пару без зміни температури за нормального атмосферного тиску. Питома теплота випаровування води залежить від температури та визначається за формулою:

$$L_B = ( 25 - 0.024t_n ) \cdot 10^5, \quad (2.7)$$

де  $25 \cdot 10^5$  Дж/кг – питома теплота випаровування при температурі поверхні води 0°C (при  $t = 100$  °C дорівнює  $22.6 \cdot 10^5$  Дж/кг);

$t_n$  - температура поверхні води °C.

**Коефіцієнт теплопровідності**  $\square$  характеристика молекулярної теплопередачі – чисельно дорівнює кількості теплоти  $S$ , яка проходить крізь 1 м<sup>2</sup> ізотермічної поверхні  $F$  в одну годину при шарі речовини в 1 м і різниці температури на межах шару в 1°C. Залежить від структури

речовини, густини, вологості, температури та тиску. Коефіцієнт теплопровідності визначається за даними спостережень за рівнянням:

$$\alpha = -S / [F \cdot \Delta t / (\Delta x)]. \quad (2.8)$$

Зі збільшенням температури води від 0°C до 127°C коефіцієнт теплопровідності збільшується, а при подальшому збільшенні температури – зменшується. При 0°C коефіцієнт теплопровідності води дорівнює 0.569 Вт/(м·°C), для льоду – 2.24 Вт/(м·°C), а для снігу (залежить від його кількості) – 1.8 Вт/(м·°C).

**Коефіцієнт температуропровідності  $a$**  – характеризує фізичну властивість води, яка сприяє передачі теплоти таким чином, що температура у кожній точці прямує до відповідного сталого становища:

$$a = \lambda / \rho \cdot c \quad (2.9)$$

Де  $c$  – питома теплоємність,  $4.2 \cdot 10^3$  Дж/(кг·°C);

$\rho$  – густина води, 1000 кг/м<sup>3</sup>.

Коефіцієнт температуропровідності води при температурі 0°C і 10°C відповідно дорівнює  $0.485 \cdot 10^{-3}$  і  $0.504 \cdot 10^{-3}$  м<sup>2</sup>/с.

#### **В'язкість.**

**В'язкість води** – це фізична властивість, яка зумовлює рухливість водних мас. Одиницею в'язкості є паскаль на секунду (Па·с).

**Коефіцієнт динамічної в'язкості** визначає силу тертя, що припадає на одиницю поверхні при градієнті швидкості, яка дорівнює одиниці, тому його іноді називають коефіцієнтом внутрішнього тертя. За законом Ньютона:

$$F = \eta dV / dn, \quad (2.10)$$

де  $F$  - дотичне напруження зсуву на одиницю поверхні, м<sup>2</sup>;

$V$  - швидкість, м/с;

$n$  - нормаль до поверхні.

Динамічний коефіцієнт в'язкості залежить від температури: при 10°C він становить  $1.3 \cdot 10^{-3}$ , при 20°C –  $1.1 \cdot 10^{-3}$ , а при 30°C –  $0.87 \cdot 10^{-3}$  Па·с і дещо збільшується при підвищенні солоності води.

**Кінематичний коефіцієнт в'язкості  $\nu$**  це відношення динамічного коефіцієнта в'язкості до густини рідини :

$$\nu = \eta / \rho \quad (2.11)$$

Величина, обернена в'язкості є рідкість (текучість)  $\mu$

$$\sigma = 1/ \sigma$$

(2.12)

В'язкість води не тільки зумовлює рухливість водних мас, але й полегшує плавання гідробіонтів. Внаслідок сил поверхневого натягу на поверхні води утворюється плівка, яка є своєрідною опорою для деяких водних організмів. Поверхневий натяг значно знижується в умовах забруднення води органічними, особливо поверхнево-активними речовинами, а також при „цвітінні” води і заростанні водойм рослинами. При значному зниженні поверхневого натягу (до  $20 \cdot 10^{-5}$  Н/см) організми поверхневої плівки гинуть [ ].

### ***Поверхневий натяг.***

Внутрішньомолекулярні сили проявляються на поверхні у вигляді сил прилипання. Вони зумовлюють поверхневий натяг. На поверхні міжмолекулярні сили прагнуть втягнути всі молекули всередину рідини і зменшити діючу поверхню, внаслідок чого виникає сила поверхневого натягу нормально до поверхні води. Сила поверхневого натягіння  $F$  діє на вільній поверхні рідини, має напрям дотичної до поверхні і нормалі до межі вільної поверхні, визначається за формулою:

$$F = \sigma \ell \quad (2.13)$$

де  $\ell$  - довжина контуру поверхні рідини, м;

$\sigma$  - коефіцієнт поверхневого натягу води, Н/м.

### ***Радіаційні та оптичні властивості.***

Сонячна радіація є джерелом енергії всіх процесів у атмосфері, гідросфері і біосфері, пов'язаних з життям на планеті, і визначає її температуру в поверхневих шарах. До земної поверхні надходить у вигляді **прямой і розсіяної сонячної радіації**. На її видиму частину спектра припадає 45%, на інфрачервоне випромінювання – 45%, на ультрафіолетове – 7%. Потік сонячної радіації на одиницю поверхні становить 340 Вт/м<sup>2</sup>. Поверхні нашої планети досягає близько 150 Вт/м<sup>2</sup> з урахуванням потоку сонячної радіації, відбитого атмосферою і поверхнею Землі. Кількість сонячної енергії вимірюється у ватах на квадратний метр (Вт/м<sup>2</sup>), а також в таких одиницях: 1 Вт/м<sup>2</sup>=10<sup>-3</sup>, кВт/м<sup>2</sup>=0.00143 кал/(см<sup>2</sup>·с)= 698 Дж/(м<sup>2</sup>·с).

Відношення кількості радіації, яка відбивається, до тієї, що падає на поверхню, має назву **альbedo**. Для відкритої водної поверхні воно становить у середньому 7%. Альbedo збільшується при хвилюванні на водоймах, а також мутності води. Найбільше альbedo має чистий сніговий покрив 95-98%, лід 25-45%. Альbedo дає можливість розрахувати кількість сонячної енергії, що надходить у водне середовище.

Сонячна радіація, яка падає на водну поверхню, відбивається і заломлюється, поглинається під час проходження крізь товщу води і відбивається від завислих наносів. Тому на різні горизонти припадає різна кількість сонячної радіації.

Відношення синуса кута падіння  $\square$  до синуса кута заломлення  $i$  є стала величина для прозораємих двох середовищ

$$n = \sin \square / \sin i \quad (2.14)$$

Величина  $n$  називається **відносним коефіцієнтом заломлення**. З підвищенням температури  $n$  мало змінюється і тому можна взяти його як сталу  $n = 1.34$ .

Зменшення сонячної енергії з глибиною відбувається за експоненціальним законом Ламберта:

$$J_z = J_o \cdot e^{-Kz}, \quad (2.15)$$

де  $J_o$  та  $J_z$  - сумарна радіація відповідно на поверхні і на глибині  $z$ ,  
 $K$  - коефіцієнт поглинення.

Сонячна радіація відіграє важливу роль у функціонуванні водних екосистем. З нею пов'язані гідробіоти: водорості, вищі водяні рослини, які інтенсивно розвиваються у верхніх шарах води, куди надходить найбільше сонячної енергії. У процесі фотосинтезу вони запасують велику кількість енергії у вигляді первинно продукованої органічної речовини, яку потім використовують організми інших трофічних рівнів.

**Прозорість води** визначається молекулярною структурою, концентрацією розчинених органічних, переважно забарвлених речовин, завислих наносів та планктонних організмів. Прозорість води визначають за допомогою білого диска. **Відносна прозорість** оцінюється за товщиною шару води, крізь який можна бачити цей диск.

**Коефіцієнт прозорості  $J$**  визначається за формулою:

$$J_z = \frac{Q_z}{Q}, \quad (2.16)$$

де  $J$  - коефіцієнт прозорості при товщині шару  $z = 1$  м;  
 $Q$  - напруження світової енергії на верхній поверхні, Вт/м<sup>2</sup>;  
 $Q_z$  - теж саме на глибині  $z$ , Вт/м<sup>2</sup>.

Як уже відзначалось, значна частина сонячної енергії при проникненні у воду поглинається у верхніх шарах води. Так, при

прозорості 0.7 м і висоті Сонця 12° однометровим шаром води поглинається близько 92% енергії; при прозорості 1.6 м і висоті Сонця 58° - до 46%.

Прозорість води залежить від сезону року, кількості завислих частинок, глибини водойми тощо. У нестратифікованих водоймах прозорість води знижується в придонному шарі внаслідок зростання мутності; у стратифікованих найбільша прозорість спостерігається нижче від температурного стрибка, а найменша – у зоні максимального розвитку фітопланктону. В зоні термокліну прозорість води знижується за рахунок вищої її густини.

**Колір** природних вод зумовлений поєднанням властивостей водного середовища, берегів водойми та метеорологічними умовами. Блакитний колір води – це її власний колір, виявляється лише у воді деяких чистих гірських озер. Сонячне світло, проходячи крізь воду, втрачає червоні промені і поступово перетворюється з білого на синє. Природні води суші можуть мати зелене, жовте, буре і чорне забарвлення, що зумовлено наявністю гумінових речовин.

Колір води змінюється внаслідок масового розвитку планктонних організмів („цвітіння”). При „цвітінні” синьо-зеленими водоростями вода набуває відповідного кольору, при цьому спостерігається замор риби та безхребетних через виділення токсичних речовин водоростями.

#### ***Електричні властивості.***

Електропровідність води залежить від домішок – аміаку, вуглекислоти, твердих розчинених речовин. **Питома електропровідність**  $\square_e$  чистої води при 18°C дорівнює  $0.038 \cdot 10^{-6} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ . При контакті води з повітрям її питома електропровідність внаслідок розчинення  $\text{CO}_2$  збільшується вдвічі. Характеристикою електричних властивостей речовин є **відносна діелектрична стала**. Для вакууму вона дорівнює 1, для більшості тіл 2-8, а для води 79-81. Аномально велику діелектричну сталу надає воді великий дипольний момент молекули води, який дорівнює  $1.84 D$ , що характеризує несиметричність будови молекули.

Велика діелектрична стала води є причиною її великої іонізуючої здатності (розщеплення молекул на іони). Тому вода є універсальним розчинником.

#### ***Акустичні властивості.***

Вода добре проводить звукові та ультразвукові хвилі, чому сприяє її висока густина та невелике стискання. Швидкість розповсюдження звуку у воді визначається за формулою Ньютона –Лапласа:

$$U = \sqrt{\frac{P \cdot \square}{\square}}, \quad (2.17)$$

де  $P$  - тиск;

$\alpha = C_p / C_v$  - відношення теплоємності при сталому тиску до теплоємності при сталому об'ємі;

$\rho$  - густина,  $\text{кг/м}^3$ .

З підвищенням температури швидкість звуку у чистій воді змінюється за параболічним законом. Вода до температури  $74^\circ\text{C}$  має додатний температурний градієнт, далі він стає від'ємним, і швидкість звуку зменшується. Швидкість звуку при  $t = 74^\circ\text{C}$  дорівнює  $1557 \text{ м/с}$ .

Аналітична залежність швидкості звуку від температури води має вигляд:

$$U = 1557 - 0.0245(74 - t)^2. \quad (2.18)$$

Крім того, швидкість звуку залежить від солоності, тиску, вмісту газу, а також від завислих домішок органічного та мінерального походження [1, 10].

## 2.3 Аномалії води

**Аномалії води** – властивості води, специфічні у порівнянні з іншими рідинами, що пов'язано зі структурою води, будовою її молекули та характером молекулярної взаємодії.

1. Густина води при збільшенні температури води від  $0^\circ\text{C}$  до  $100^\circ\text{C}$  має максимум при температурі  $\sim 4^\circ\text{C}$ , в той час як у інших рідинах вона завжди зменшується.

2. При замерзанні вода розширюється, а не стискується, як усі інші рідини. Густина льоду при  $0^\circ\text{C}$  на 10% менша від густини води при тій же температурі.

3. Температура замерзання ( $0^\circ\text{C}$ ) і кипіння ( $100^\circ\text{C}$ ) аномальні у порівнянні з температурою гідридів, що входять в однакову з киснем групу періодичної системи Д.І. Менделєєва: сірки -  $\text{H}_2\text{S}$ , селену -  $\text{H}_2\text{Se}$ , телуру -  $\text{H}_2\text{Te}$ .

У відповідності з температурою замерзання і кипіння цих гідридів слід було сподіватись, що вода замерзає при мінус  $90^\circ\text{C}$ , а кипить при мінус  $70^\circ\text{C}$ .

4. Температура замерзання води при збільшенні тиску знижується, а не підвищується. Тому у водоймах на великих глибинах знаходиться рідка вода при температурі значно нижчій за  $0^\circ\text{C}$ .

5. Вода може знаходитись у рідкому стані при температурі значно нижчій від температури плавлення льоду – переохолодження води.

6. Питома теплоємність води у 5-10 разів більша за питому теплоємність інших речовин.

Питома теплоємність води зменшується при збільшенні температури від 0°C до 37°C, тоді як у інших речовин (крім ртуті) вона збільшується.

7. Питома теплота плавлення льоду надзвичайно висока -  $333 \cdot 10^3$  Дж/кг.

При зниженні температури питома теплота плавлення не збільшується, а зменшується (на 2.1 Дж на 1°C).

8. В'язкість води з підвищенням тиску зменшується, а не збільшується як у інших рідин.

9. Діелектрична стала води надзвичайно висока – 81, тоді як у інших речовин вона змінюється від 2 до 8. Тому вода має велику розчинювальну здатність.

10. Вода має великий поверхневий натяг ( $0.0727$  Н/м<sup>2</sup> при 20°C), більший ніж у інших рідин, крім ртуті ( $0.465$  Н/м<sup>2</sup>).

### **3. ВПЛИВ ОСНОВНИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ФАКТОРІВ НА РЕЖИМ ВОД СУШІ**

Режим вод суші формується під впливом складної взаємодії фізико-географічних чинників. У багатьох випадках істотного впливу на природний режим надає господарська діяльність людини.

Фізико-географічні чинники, що визначають режим вод суші, можна розділити на дві основні групи:

1) метеорологічні (головним чином опади, сонячна радіація, температура повітря і ґрунту, випаровування з поверхні води та ґрунту);

2) фактори підстилаючої поверхні.

До останніх належить геологічна будова водозборів, ґрунтовий та рослинний покрив, розчленованість рельєфу і, зокрема, ступінь розвитку гідрографічної мережі і глибина її ерозійного врізу, озера і болота, площа та форма водозборів, довжина й ухил річки.

Кліматичні умови є вирішальними для формування загальної водності території, у тому числі, розташованих в її межах водних об'єктів. Однак на розподіл цієї водності всередині року, на формування найвищого або, навпаки, найнижчого низького стоку у деяких випадках важливий і навіть вирішальний вплив можуть мати місцеві фізико-географічні особливості водозборів, наприклад лісистість, заболоченість, рельєф, озерність водозборів, будова ґрунтів й інт.

Вплив підстилаючої поверхні може бути настільки істотним, що всі притаманні певним кліматичним умовам особливості режиму вод суші губляться повністю. Наприклад, сильний розвиток карсту в басейні річки може призвести до того, що високе весняне водопілля, характерне для цієї кліматичної зони, не буде значне на річках цієї зони, або навпаки, різке зниження водності, яке зазвичай спостерігається в літній період, для річок карстових областей нехарактерне. Аналогічний вплив на режим річок чинять і озера, розташовані в межах водозбірної площі річки. Чим більший інтервал часу і чим більша територія, тим меншою мірою позначається безпосередній вплив підстильної поверхні на водність водних об'єктів, розташованих на цій території [3, 12].

#### **3.1 Температура повітря та ґрунту**

Вплив температури повітря та ґрунту на розміри і розподіл стоку відбуваються через зміни випаровування, наприклад, в період сніготанення.

Опади, які випадають в холодний період року, акумулюються протягом більш чи менш значного періоду часу на поверхні водозбору у вигляді снігу і льоду та, стікаючи в період сніготанення, зобумовлюють

нерівномірний режим стоку. Напромерзлому, кількість води, яка стікає при інших рівних умовах буде більша, чим на талому ґрунті, оскільки в останньому випадку частина води просочується в глибину ґрунту, і таким чином поповнює запаси ґрунтових вод.

Скресання та замерзання водойм, зростання льодяного покриву, умови протікання води в теплий період року при відкритому руслі і при наявності льодяного покриву - всі ці та інші особливості режиму вод суші тісно пов'язані з температурними умовами атмосфери та ґрунту.

В залежності від надходження сонячної енергії на поверхню землі і процесів передачі її до атмосфери та в більш глибокі шари ґрунту температури повітря і ґрунту зазнають добових, річних і багаторічних коливань [12].

### **3.2 Атмосферні опади**

Атмосферні опади, як основне джерело поповнення запасів вод суші, при аналізі режиму цих вод найчастіше представляють особливий інтерес лише з моменту їх випадіння на поверхню ґрунту або водойми. Утворення атмосферних опадів. Водяна пара, що потрапляє в атмосферу в результаті випаровування, може переходити в рідкий стан, якщо пружність водяної пари досягне максимального значення при одній і тій же температурі або перевершить її. Водяна пара опиняється в стані насичення головним чином внаслідок охолодження повітря. Найбільш різко процес охолодження повітря відбувається при його підйомі. Висхідні рухи, які спричиняють охолодження повітря і конденсацію водяної пари, можуть виникати в результаті: 1) сильного прогріву земної поверхні, 2) висхідного ковзання теплого повітря по масі холодного повітря (при проходженні циклонів), 3) підняття повітря по нерівностях земної поверхні (гори). Охолодження повітря від зазначених причин зумовлює утворення опадів, які випадають у вигляді дощу, снігу і граду.

Різні причини, які викликають охолодження повітря, визначають і різний характер випадання опадів. Швидке підняття повітря від сильно нагрітої земної поверхні, а також у деяких інших випадках і підйом по нерівностях земної поверхні зумовлюють випадання зливових опадів, з великою інтенсивністю, порівняно короткою тривалістю і малою площею поширення.

Навпаки, повільне сходження теплого повітря зумовлює облогові дощі порівняно невеликої інтенсивності, але часто дуже тривалі і з великою площею поширення.

**Вплив рельєфу.** Розподіл опадів по поверхні суші залежить як від розташування місцевості що до океану, який дає основну кількість вологи,

так і від її рельєфу. У гірській місцевості схили, обернені до вологоносних вітрів, отримують більшу кількість опадів, ніж протилежні. Вплив рельєфу позначається в тому, що з підвищенням місцевості над рівнем моря кількість опадів, які випадають, зазвичай збільшується. Зазначена закономірність особливо різко проявляється в гірських районах. Однак і на рівнинних територіях вплив рельєфу також помітний. Навіть невеликі височини зумовлюють збільшення кількості опадів у порівнянні з навколишньою місцевістю. Збільшення опадів з підвищенням місцевості пояснюється тим, що височини спричиняють або підсилюють висхідні потоки повітря. Повітря, яке піднімається по схилу, охолоджується, що створює сприятливі умови для випадання опадів. При цьому взимку вплив рельєфу виявляється більш суттєвим, ніж влітку. Влітку хмари утворюються на більшій висоті, ніж взимку, і тому невеликі височини в цей період мало впливають на опади.

**Вплив лісу і водної поверхні.** Вплив лісу на кількість опадів позначається у двох напрямках. По-перше, поверхня лісу створює підвищену шорсткість в порівнянні з навколишніми безлісними просторами. Це спричиняє гальмування руху нижніх шарів вологого повітря; внаслідок зменшення швидкості маси повітря як би нагромаджуються над лісом; при цьому виникають висхідні потоки повітря, які сприяють конденсації і випадінню опадів. По-друге, рослинний покрив, зокрема крони дерев, затримує опади, не допускаючи проникнення частини їх до поверхні землі [12].

### **3.2.1 Тверді опади і накопичення сніжного покриву**

Накопичення снігового покриву. В кліматичних умовах Євразії значення снігового покриву, як фактора режиму вод суші, дуже велике. Сніговий покрив знижує ступінь промерзання ґрунтів і водойм. У період весняного танення на поверхню суші надходять великі маси води, що призводить до різкого збільшення водності річок і поверхні водойм, до посилення живлення підземних вод. Тому вивчення процесу формування і танення снігового покриву, тривалості його залягання, запасів води в снігу необхідно для розуміння режиму вод суші. Спостереження за сніговим покривом показують, що всі його основні характеристики (тривалість залягання, щільність, висота, запаси води в снігу) зазнають дуже істотних коливань як по території, так і від року до року. Тривалість залягання снігового покриву на території Євразії зменшується з півночі на південь. У той час як на узбережжі Північного Льодовитого океану вона в середньому становить 240-260 днів, на південно-східному узбережжі Каспійського моря сніг лежить у середньому всього 3-4 дні. Збільшення

континентальності клімату в міру просування із заходу на схід зумовлює збільшення тривалості залягання снігового покриву. Значний вплив на розподіл снігового покриву чинить рослинний покрив. Скупчення снігу спостерігається в місцях поширення чагарникової рослинності, дрібнолісся і узлісь. В напрямку від узлісся вглиб лісу зазвичай потужність снігового покриву зменшується. Пояснюється це тим, що в околишні ділянки лісу значна кількість снігу зноситься вітрами з безлісних ділянок. З цієї ж причини в лісах, розкиданих по басейну у вигляді невеликих масивів, запас води в сніговому покриві може бути значно більший, ніж на полях.

Танення снігового покриву відбувається не одночасно в різних частинах річкових водозборів, що призводить до утворення так званого строкатого ландшафту.

Сніговий покрив утворюється в осінньо-зимовий період в результаті випадання снігу, його накопичення, зміни його фізичних властивостей (ущільнення за рахунок кристалізації, під дією сонячної радіації, вітру і власної ваги).

#### **Сніговий покрив має такі характеристики:**

1. Висота снігового покриву формується впродовж зимового періоду, коли йде накопичення снігу по території, ці накопичення змінюються в дуже широких межах. В першу чергу за рахунок широтної зональності в Україні: на півдні - до 55 см, в Карпатах висота снігового покриву може перевищувати 1 м, на півночі - 40-60 см.

Крім того, нерівномірність розподілу снігового покриву територією пов'язана з дією вітру. У балках, чагарниках, в лісі накопичується значна кількість снігу.

2. Щільність снігу. Щільність щойно випавшого снігу не перевищує  $250 \text{ кг/м}^3$ . Щільність снігового покриву перед його таненням може перевищувати  $500 \text{ кг/м}^3$ . Таким чином зі щільністю снігового покриву пов'язана пористість, яка досить висока відразу після випадіння снігу і зменшується під дією танення в денні години, перекристалізації сніжинок, під дією власної ваги.

3. Вологоутримувальна здатність снігу. Вологоємність снігу - це та кількість води, яку здатний утримати сніговий покрив своїми порами в період сніготанення до повної вологоємності. Коли сніг досягає повної вологоємності, то під дією сили тяжіння вода з снігового покриву починає надходити на поверхню землі і починається водовіддача зі снігу.

4. Запас води в снігу. Якщо щільність снігового покриву помножити на його висоту, то ми отримаємо запас води в снігу [12].

#### ***Танення снігового покриву.* Сніготанення визначається:**

1. Метеорологічними умовами певної території. Це перш за все

температура повітря, рідкі опади, які випадають, вологість повітря, швидкість вітру.

2. Характер підстеляючої поверхні (рельєф місцевості, наявність лісу, рослинність, озера, болота)

Сніготанення на рівнинних річках починається в південних районах і поступово просувається на північ. Умовна лінія, яка розділяє територію, де сніготанення вже почалося, від території, де сніготанення ще не почалося, називається **фронтом танення**.

Умовна лінія, яка відокремлює територію, де танення продовжується, від території, де воно вже закінчилося, називається **тилом танення**.

У гірських районах танення підлягає вертикальній зональності. Починається з танення снігу біля підніжжя схилу гори і поступово просувається вгору. Існує таке поняття – **сезонна снігова лінія** - вона відділяє територію, де сніг розтанув, від території, де він не розтанув цього року.

**Кліматична снігова лінія** – відносно стійка лінія, визначає територію вище за яку сніг ніколи не тане.

### 3.2.2 Рідкі опади, стокоформуючі дощі

Рідкі опади в основному випадають при порівняно високих температурах. Значна частина їх, усмоктуючись у верхні шари ґрунту, в подальшому витрачається на випаровування. Тому їх вплив на режим вод істотно відрізняється від впливу снігового покриву. Дощі малої інтенсивності, випадаючи при високих температурах і на сильно висушений ґрунт, не утворюють поверхневого стоку. Дощі з шаром опадів, при якому виникає поверхневий стік, **називаються стокоформуючими**. Кількість опадів, що йдуть на початкове змочування та заповнення пор і дрібних нерівностей ґрунту до початку поверхневого стоку, називають шаром початкових втрат.

Конкретні дощі можуть мати різну інтенсивність при певній тривалості. Наприклад, цілком можливі короткі дощі з малою інтенсивністю.

Однак, маючи на увазі, що дощі малої інтенсивності при невеликій тривалості цілком поглинаються ґрунтом і не дають поверхневого стоку, часто із загальної сукупності дощів виділяють ті, які при такій же тривалості характеризуються порівняно високою інтенсивністю. Такі дощі відносяться до категорії злив. В якості критерію для поділу дощів на зливові і незливові використовуються так звані норми Е.Ю. Берга.

### **Основні характеристики дощів.**

1. Кількість опадів, які випадають  $X$ , мм;
2. Інтенсивність опадів  $I$ , виражається в мм/хв, мм/год, мм/д;
3. Тривалість опадів(дощу)  $T$ , с, хв, год, д.
4. Площа зрошування дощу  $F$ , км.

Залежно від характеристик, дощі бувають таких типів:

1. **Зливи** – короткі й інтенсивні дощі тривалістю не більше 2 годин, інтенсивністю більше 20 мм/год, з невеликою площею зрошення до 100 км<sup>2</sup>. Зливи формують паводки на малих річках.
2. **Зливові дощі** – триваліші до 2 діб, інтенсивністю від 10 до 20 мм/год, зрошують площі до 10000 км<sup>2</sup>. Зливові дощі формують паводки на малих, а іноді й на середніх річках.
3. **Облогові дощі** – дощі тривалістю до 2 місяців, інтенсивністю меншою ніж 2 мм/год, зрошують величезні площі (іноді більше 50000 км<sup>2</sup>). Вони формують дощові паводки на середніх і великих річках.

**Існують деякі закономірності між основними характеристиками дощів:**

1. Між інтенсивністю дощу і його тривалістю. Чим більша тривалість, тим менша його інтенсивність.
2. При випаданні дощу максимальна кількість опадів випадає в його центрі, тобто інтенсивність зменшується від центра до периферії. Кожен дощ можна представити у вигляді схеми ізогієт- ліній рівних значень кількості дощу.

Для розрахунку норми опадів на річковому водозборі використовують такі способи:

- 1) метод середньоарифметичного;
- 2) метод квадратів;
- 3) метод зважування (метод медіан, багатокутники Тіссона);
- 4) метод ізогієт.

Спосіб середньоарифметичного є найбільш простим. У цьому випадку підсумовуються величини шарів опадів, зареєстрованих на всіх метеорологічних станціях, розташованих в межах водозбору, і отримана сума ділиться на число станцій, використаних для розрахунку. Метод квадратів полягає в тому, що площа басейну поділяється на мережу рівновеликих квадратів. У квадратах, в межах яких розташовані метеостанції, вписується виміряний на цих станціях шар опадів. Для всіх порожніх квадратів вписуються величини, отримані інтерполяцією між показниками найближчих станцій. Спосіб медіан. Застосовуючи цей спосіб, розподіляють площу басейну для кожної станції таким чином, щоб мережа кожної ділянки перебувала на половинній відстані від сусідніх станцій. Оконтурена таким чином ділянка водозбору, яка відноситься до певної станції, своїм розміром по відношенню до загальної площі басейну

визначає ту вагу, з якою повинні братися показники цієї станції при обчисленні середньої кількості опадів по басейну (тому розглянутий спосіб часто називається методом зважування). Спосіб ізогіет застосовується при наявності досить густої мережі станцій з метою більш детального висвітлення закономірності розподілу опадів по території. При цьому за показниками дощовимірjuвальних станцій проводять лінії рівної кількості опадів (ізогіети). Побудувавши ізогіети, планіметруванням вимірюють площі між сусідніми ізогіетами. Множачи площу між ізогіетами на напівсуму значень ізогіет, отримують кількість опадів, що випали на цю площу[3,12].

### 3.3 Випаровування

Це фактор, що впливає суттєво на формування стоку. Процес випаровування полягає в тому, що вода з рідкого чи твердого стану перетворюється на газ (пару). Молекули води, перебуваючи в безперервному русі, долають силу взаємного молекулярного тяжіння і вилітають у простір, розташований над поверхнею води. Чим вища температура води, тим більші швидкості руху молекул і тим, більша кількість молекул води відривається від її поверхні і переходить до атмосфери – випаровується. Тому інтенсивність випаровування залежить насамперед від температури випарної поверхні.

Фактично спостережуване випаровування - це різниця між кількістю молекул, які знаходяться у випарній поверхні, і кількістю молекул, що повернулися на неї.

Випаровування - енергетичний процес, який потребує великих витрат тепла:

$$L = 597 - 0,57t, \quad (3.1)$$

де  $L$  - теплота пароутворення = 597 кал/ г  $t = 0$  °C.

З підвищенням  $t$ ,  $L$  меншає. Щоб відбувалося випаровування, потрібно знати температуру випарної поверхні, умови навколишнього простору (випаровування залежить від насичення повітря парами води). Вологість повітря змінюється в широких межах. Гранична кількість водяної пари – це максимальна пружність водяної пари ( $e_0$ ). Величина  $e_0$  залежить від температури  $t$ , при  $t = 0 \Rightarrow e_{0(\max)} = 6,11$  мб, при більш високих температурах  $e_0$  може досягати 20 мб.

**Загальні фактори випаровування:**

1. Температура повітря.

2. Температура випарної поверхні.
3. Абсолютна вологість повітря.
4. Вітер.
5. Властивості підстиляючої поверхні.

Випаровування йде з дуже різних підстиляючих поверхонь.

**Випаровування з поверхні снігу та льоду.** Коли пружність водяної пари у повітрі над снігом чи льодом менша, ніж пружність пари, насиченого простору при температурі випарної поверхні, випаровування відбувається з поверхні снігу та льоду. Випаровування з поверхні снігу та льоду чи перехід води з твердого стану в газоподібний, минувши рідку фазу, іноді називають **возгонкою**, а конденсацію на поверхні снігу та льоду – **сублімацією**.

Напрямок переносу водяної пари (випаровування чи конденсації) визначається знаком різниці між пружністю водяної пари, яка встановлюється за температурою поверхні снігу, і абсолютною вологістю повітря. В період сніготанення температура поверхні снігу, дорівнює нулю, а максимальна пружність водяної пари за температурою поверхні снігу залишається на рівні 6,11 мб.

Про наявність випаровування або конденсації в період сніготанення можна судити за температурою і відносною вологістю повітря.

**Сумарне випаровування з поверхні ґрунту і рослинного покриву (транспірація).** З ділянок суші, покритих рослинністю, сумарне випаровування формується з трьох складників: випаровування безпосередньо з ґрунту, випаровування рослинністю в процесі її життєдіяльності (транспірація), випаровування опадів, затриманих рослинною масою.

Поділ сумарного випаровування на складові можливо здійснити тільки на основі спеціальних експериментальних робіт. Фактично, виконуючи оцінку випаровування з поверхні суші, завжди мають справу з сумарним ефектом вказаних потоків вологи. Це і визначає термін «сумарне випаровування».

**Випаровування з водної поверхні.**

Шар випаровування для великих водоймищ становить близько 1 м .

Для безстічних областей випаровування є основною частиною балансу. Наприклад, в басейні р.Волга втрати з водосховищ на випаровування становлять 5,6 км<sup>3</sup> .

Методи розрахунку випаровування почали розвиватися в кінці 30- х років ХХ століття.

Методики для розрахунку випаровування з водної поверхні внесли Давидов В.К. і Зайков Б.Д. Найбільший внесок в розвиток методів розрахунку випаровування внесли Константінов А. Р., Брославський А. П., Шуляковський Л. Г.

Шляхи визначення випаровування з водної поверхні :

1. Безпосереднє вимірювання випаровування з водної поверхні.
  2. Розрахунок випаровування за зв'язками з метеорологічними факторами.
- Безпосереднє вимірювання було використане для побудування відповідних формул. У кінці XIX початку XX століть були запропоновані прилади для вимірювання випаровування на водоймищі.

**Випарник ДГІ -3000.** Площа випарної поверхні  $3000 \text{ см}^2$ , а глибина води - 685 мм, може встановлюватися, як у ґрунт на випарному майданчику, так і на воді (на плоту). Це циліндрична металева посудина (рис.3.1), яка має конічне дно.

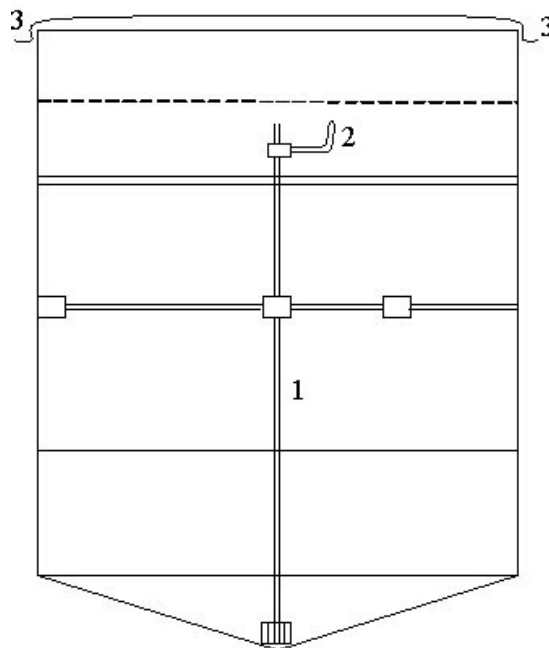


Рисунок 3.1-Загальний вигляд випарника ДГІ-3000

1 – латунна трубка; 2 – колінчата голка; 3 – вушка встановлені на плавну раму.[]

Висота приладу по осі дорівнює 685 мм. В центрі випарника вертикально встановлена латунна трубка 1, верхній горизонтальний зріз, який знаходиться нижче борту випарника на 100 мм. Трубка служить для установки спеціальної об'ємної бюретки для визначення шару води, що випаровується. До верхнього кінця центральної трубки прикріплена колінчата голка 2, вістря якої знаходиться на 75 мм нижче від борту випарника. Для встановлення на плавучій рамі випарника з зовнішньої

сторони борту є чотири вушка 3. Наповнення водою випарника виконується до тих пір, поки вістря голки не збіжиться з рівнем води. Спостереження по випарнику ДГІ полягають у визначенні рівня води о ньому у 7-й та 19-й годинах. Якщо при вимірюванні встановлено, що рівень води у випарнику знизився або підвищився відносно вістря голки на 1 см, тоді виконують відповідно доливання або відливання води до випарника.

Щоб виміряти кількість води у випарнику або визначити кількість випаруваної води, використовують об'ємний метод. Металева бюретка-об'ємна. За шкалою трубки через кожен кубічний сантиметр можна виміряти об'єм з точністю до 0,05 мм. За різницею відліків отримуємо випаровування за добу, але при розрахунку треба враховувати і можливі опади.

$$E = x + (h_1 - h_2)K, \quad (3.2)$$

де  $E$  – шар випаровування, мм;

$X$  – шар випавших атмосферних, мм;

$h$  – висота стояння рівня води в перший  $h_1$  та другий  $h_2$  терміни спостережень, мм;

$K$  – попраковий коефіцієнт до вимірювальної трубки, який вводять для усунення похибок, що виникають внаслідок неточного градуювання шкали вимірювальної трубки при її витоппленні, і встановлений шляхом тарировки.

Недолік випарників полягають у тому, що розглядається випаровування з малого об'єму, а не з реального, тому турбулентність різна, це обумовлено сухістю ґрунту, тому може збільшуватися випаровування. Добові коливання температур так само впливають на водойму і випарник, при сильному дощі частина води з випарника може вибризкуватися.

Для порівняння показань випарника використовують показовий басейн, в якому вимірювання робляться у спокійний від хвилювань час. Показання випарника басейну використовують для приведення показників малих басейнів.

### ***Випарники з поверхні снігу і льоду.***

Методика розрахунку випаровування розроблена слабо. Розміри випарника:  $F=500 \text{ см}^2$ , глибина - 6 см. Встановлюється в футлярі на випарну поверхню. Метод визначення – зважування. У період танення на поверхні льоду може бути і конденсація, і випаровування.

### ***Розрахунок випаровування при відсутності вимірювань приладами.***

#### **1. Метод водного балансу**

При розрахунку випаровування з водою використовується рівняння балансу:

$$E = x + y_1 + y'_1 - y_2 - y'_2 \pm \Delta H \quad (3.3)$$

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

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

$$E = x - y, \quad (3.4)$$

де  $x$  – опади, мм;  $y$  – шар стоку, мм.

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

$$E = x + y \pm y' \pm \Delta U, \quad (3.5)$$

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

При розрахунку випаровування з поверхні ґрунту використовується рівняння :

$$E_{\Sigma} = (\Sigma_1^{(2)} - \Sigma_2^{(2)})x - y - S, \quad (3.6)$$

де  $E_{\Sigma}$  – сумарне випаровування, мм;  $\Sigma_1^{(2)}, \Sigma_2^{(2)}$  – кількість вологи у шарі ґрунту товщиною  $z$  на початку і при кінці розрахункового інтервалу часу, мм;  $y$  – поверхневий стік, мм;  $x$  – опади, мм;  $S$  – вологообмін з шарами, що залягають нижче ґрунту.

## 2. Метод теплового балансу.

Рівняння теплового балансу для водної поверхні має вигляд

$$R = S_{\text{вип}} + S_{\text{та}} + B, \quad (3.7)$$

де  $R$  – радіаційний баланс водою, Вт/м<sup>2</sup>;  $S_{\text{та}}$  – турбулентний теплообмін між водною поверхнею з атмосферою, Вт/м<sup>2</sup>;  $S_{\text{вип}}$  – витрати тепла на випаровування, Вт/м<sup>2</sup>;  $B$  – теплообмін між водною поверхнею та шарами води, розташованими нижче, Вт/м<sup>2</sup>.

$$S_{\text{вип}} = L_{\text{вип}} E, \quad (3.8)$$

$L_{\text{вип}}$  – питома теплота випаровування, Дж/кг,  $E$  – шар випаровування за одиницю часу, мм.

$$E = R - B / L_{\text{вип}} + \frac{S_{\text{та}}}{E}. \quad (3.9)$$

Співвідношення Боуена:

$$\frac{S_{\text{та}}}{L_{\text{вип}} E} = \frac{\Delta t C_p}{\Delta q L_{\text{вип}}}, \quad (3.10)$$

де  $C_p$  – питома теплоємність при сталому тиску, Дж/(кг·°C);  $t$  – температура, °C;  $q$  – вологість повітря, мб.

$$E = \frac{\Delta R + B}{L_{\text{вип}} \left( 1 + \frac{S_{\text{та}}}{L_{\text{вип}} E} \right)}; \quad (3.11)$$

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

$$E = \frac{\Delta R - B}{250 \left( 1 + 0.64 \frac{\Delta t}{\Delta e} \right)} \quad (3.12)$$

$$q = \frac{0.62}{p} e = \frac{0.62}{1013}, \quad (3.13)$$

де  $\Delta t$  – різниця температури поверхні води та повітря на висоті 2м, °C; ;  $\Delta e$  – дефіцит насичення на висоті 2м – різниця пружності водяної пари при температурі поверхні води і повітря на висоті 2 м, мб; замість питомої вологи  $q$  – пружність водяної пари ( $e$ ), мб [12].

## 4. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК

### 4.1 Формування річкової мережі

#### 4.1.1 Гідрографічна мережа

Атмосферні опади та джерела підземної води утворюють річки поступово. Вода, яка надходить на поверхню суші у вигляді опадів або виходу підземних вод, частково випаровується, частково просочується у ґрунти, збирається у низинах рельєфу і під дією сили тяжіння стікає у напрямку нахилу земної поверхні, утворює поверхневі водотоки. Вода збирається в окремі струмки, потім у струмки, які потім, зливаючись між собою, і утворюють річки.

Поверхневі водотоки в залежності від їх розміру і фізико-географічних умов можуть бути постійними або тимчасовими.

**Постійний водотік** - це водотік, переміщення води в якому відбувається протягом року або більшої частини року.

**Тимчасовий водотік** - водотік, переміщення води в якому відбувається протягом меншої частини року.

Система постійних та тимчасових водотоків, а також озер і боліт утворюють **гідрографічну мережу**.

Сукупність русел усіх водотоків у межах певної території називається **руською мережею**. Частина руслової мережі, яка складається з чітко виявлених русел постійних водостоків, називається **ріською мережею**.

Характер і структура ріської мережі залежать від фізико-географічних умов, які визначають кількість та інтенсивність надходження води на поверхню суші (кліматичні чинники) і опірність поверхні ерозії (геоморфологічні чинники). У процесі взаємодії цих чинників, текучі води виробляють певну структуру ріської мережі, її зображення у плані та форму ріскових долин.

Ріскову мережу слід розглядати як кінцеву ланку визначеного фізико-географічного процесу, тобто своєрідний інтегральний показник цього процесу. Ріска мережа – це не випадкове сполучення численних шляхів стоку поверхневих вод, а визначене відображення складного фізичного процесу, що відбувається у межах певної території [2].

Верхня частина гідрографічної мережі, як правило, не має постійних водотоків, називається **суходільною мережею**. У суходільній частині гідрографічної мережі виділяють такі основні ланки, які послідовно змінюються з верхів'їв вниз за течією: видолинок (западина), лощовина, суходіл, ріска долина (рис. 4.1).

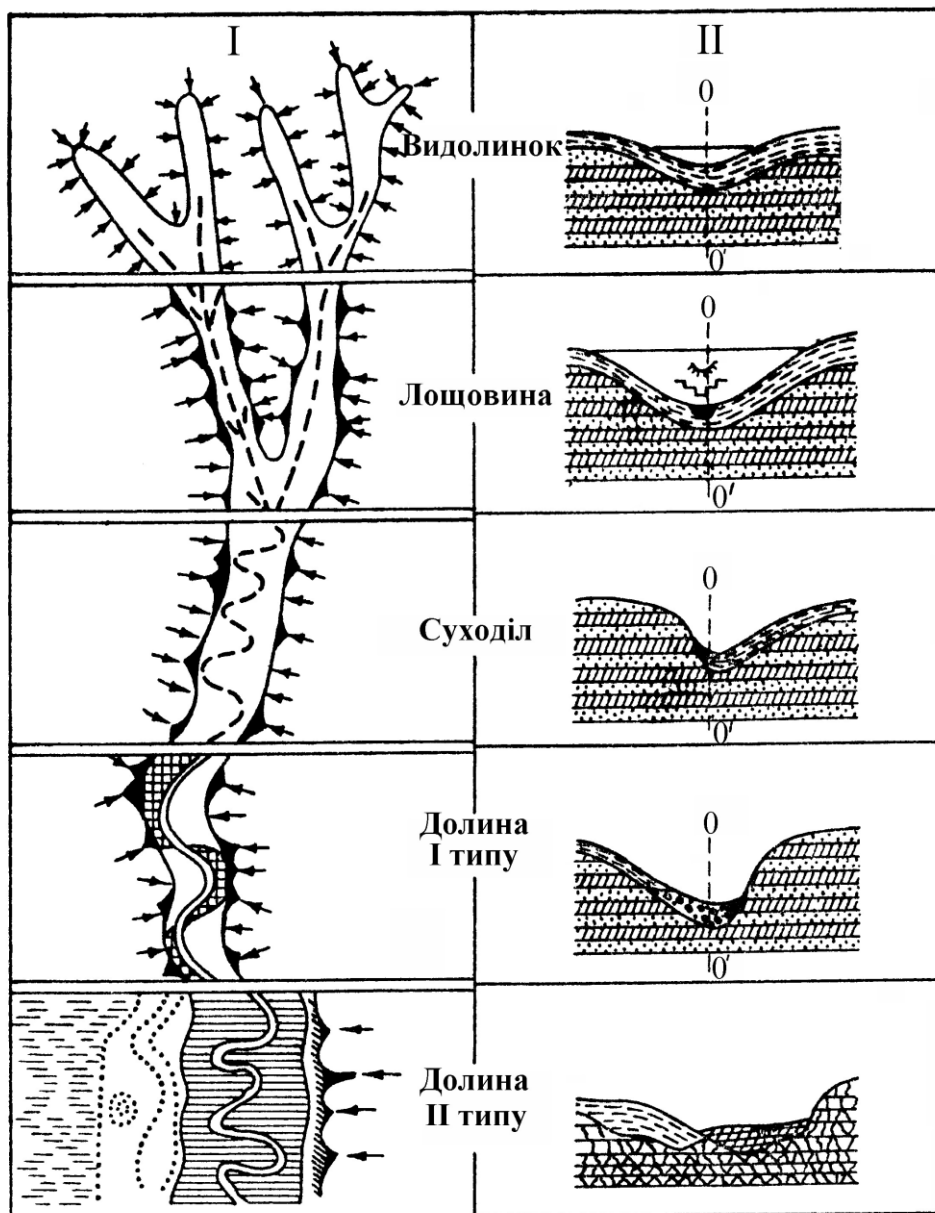


Рисунок 4.1 – Схема ланок гідрографічної мережі:  
I – основні ланки мережі; II – поперечні профілі.[12]

**Видолинок** – верхня (за течією) ланка гідрографічної мережі, яка має слабо виражену западину з пологими задернованими схилами та рівним нахиленим дном.

**Лощовина** відрізняється від видолинка більшою глибиною ерозійного врізу, більшою висотою та крутизною схилів і наявністю форм донного та берегового розмиву або звивистістю русла.

**Суходіл** – переддолинна ланка, яка не має постійного водотоку, характеризується асиметрією схилів та наявністю звивистого русла тимчасового водотоку.

**Долина** – нижня ланка гідрографічної мережі, витягнута у довжину заглибина земної поверхні, утворена діяльністю води, з наявністю русла – сучасного потоку (постійного).

#### 4.1.2 Річки та їх типи

**Річка** – це водотік значних розмірів, який живиться атмосферними опадами зі свого водозбору та має чітко визначене русло [12]. До річок відносять лише постійні й відносно великі водотоки, з площею басейну більшою ніж 50 км<sup>2</sup>. Річки, як правило, мають постійну течію, деякі з них в посушливих районах тимчасово пересихають, а в суворі зими можуть перемерзати.

Залежно від характеру рельєфу річки поділяють на такі:

1) **рівнинні** – ті, що протікають по рівнинах та низовинах з висотами до 300-500 м;

2) **гірські** – ті, що протікають через хребти та нагір'я з висотою більшою ніж 500 м.

За розмірами та водністю річки поділяють на три категорії: невеликі, середні та великі [ 2].

**Мала річка** – це постійно діючий водотік, водозбірний басейн якого знаходиться в одній фізико-географічній зоні і має неповне підземне живлення, а річний стік формується під дією не тільки зональних, але й азоняльних та інтразоняльних чинників. До категорії малих річок відносяться водотоки, які мають довжину 10-100 км, площу водозборів - 50-2000 км<sup>2</sup> і витрати води - до 5 м<sup>3</sup>/с. Водотоки з площею водозбору меншою за 50 км<sup>2</sup> відносяться до струмків.

**Середня річка** протікає також в одній географічній зоні, але має повне підземне живлення. До категорії середніх відносять річки з довжиною більшою ніж 100 км, площею водозборів - від 2000 км<sup>2</sup> до 50000 км<sup>2</sup> і водністю – від 5 до 100 м<sup>3</sup>/с.

**Велика річка** має змішаний гідрологічний режим, який формується в кількох географічних зонах. До категорії великих відносяться рівнинні

річки, які мають довжину більшу ніж 1000 км, площу водозборів - більшу ніж 50000 км<sup>2</sup> і витрати води – більші за 100 м<sup>3</sup>/с.

Кожна річка має витік і гирло. Місце, де спостерігається постійна течія води в руслі річки, називається **витоком** річки [2]. Початком річки можуть бути джерела, озера, болота, льодовики, місця злиття двох річок. Річки, які витікають з озер, мають добре виражений початок. У рівнинних районах річки можуть витікати з боліт. Так, з Пінських боліт беруть початок притоки Дніпра. При злитті двох річок за початок річки даної назви вважається місце злиття цих річок, але за виток її береться місце початку більшої за довжиною, при їх однаковій довжині – початок лівої річки. У цьому випадку розрізняють також **гідрографічну довжину** річки, яка складається з довжин основної річки та тієї з двох, витік якої найбільше віддалений від місця злиття. Наприклад, річка Бистриця (права притока Дністра) утворюється від злиття двох річок – Бистриці Надвірнянської (довжиною 93 км) та Бистриці Солотвинської (довжиною 82 км). За гідрографічну довжину основної річки береться сума довжин самої р. Бистриці (16 км) та Бистриці Надвірнянської (93 км), яка дорівнює 109 км.

На порівняно великих річках виділяють ділянки верхньої, середньої та нижньої течій. Цей розподіл виконується з урахуванням орографічних умов, водності потоку, швидкості течії, транспортно-господарського використання та інших характеристик.

**Верхня течія** річок відрізняється великими уклонами та швидкостями течії, невеликими глибинами, значним розмивом свого русла. У **середній течії** значно збільшується ширина русла та водність за рахунок впадання приток, зменшується уклон та швидкість течії, ослаблюється ерозійна діяльність. У **нижній течії** спостерігається розширення русла, зменшення уклону, а тому й інтенсивне відкладення продуктів розмиву, принесених річкою, що сприяє дробленню русла на окремі рукава та протоки.

Місце, де річка впадає в іншу річку, озеро або море, називається **гирлом**. Якщо річка впадає в річку, озеро або море двома рукавами, за гирло береться гирло більшого рукава. При наявності дельти гирлом вважається гирло основного рукава.

В гирлах річок утворюються складні форми рельєфу та системи приток внаслідок взаємодії водойми та самої річки.

Гирла річок піділяються на два основних типи: дельту та естуарій. **Дельтою** називається гирло річки з рукавами, протоками та мілинами, сформоване при впадінні річки в мілководну частину моря (в результаті інтенсивного відкладення наносів). **Естуарій** – гирло річки, яка впадає до водойми чи моря одним руслом, розширеним та глибоким, утвореним головним чином припливами на узбережжі. Особливою формою естуаріїв є

**лимани** – затоплена морем пригирлова ділянка долини. Утворення лиманів пов’язане з опусканням берегової ділянки. Лимани зберігають характерну звивистість річкової долини. Ділянка моря, відділена від лиману косою, називається **лагуною**. Таким чином, лиман – це частина річки, а лагуна – частина моря.

Прибережна частина моря, що безпосередньо приєднується до гирла річки, зазнає впливу цієї річки – зниження солоності морської води, інший розподіл глибин та течій, зміну інших характеристик гідрологічного режиму. Ця перехідна зона називається **гирловою областю** (рис. 4.2).

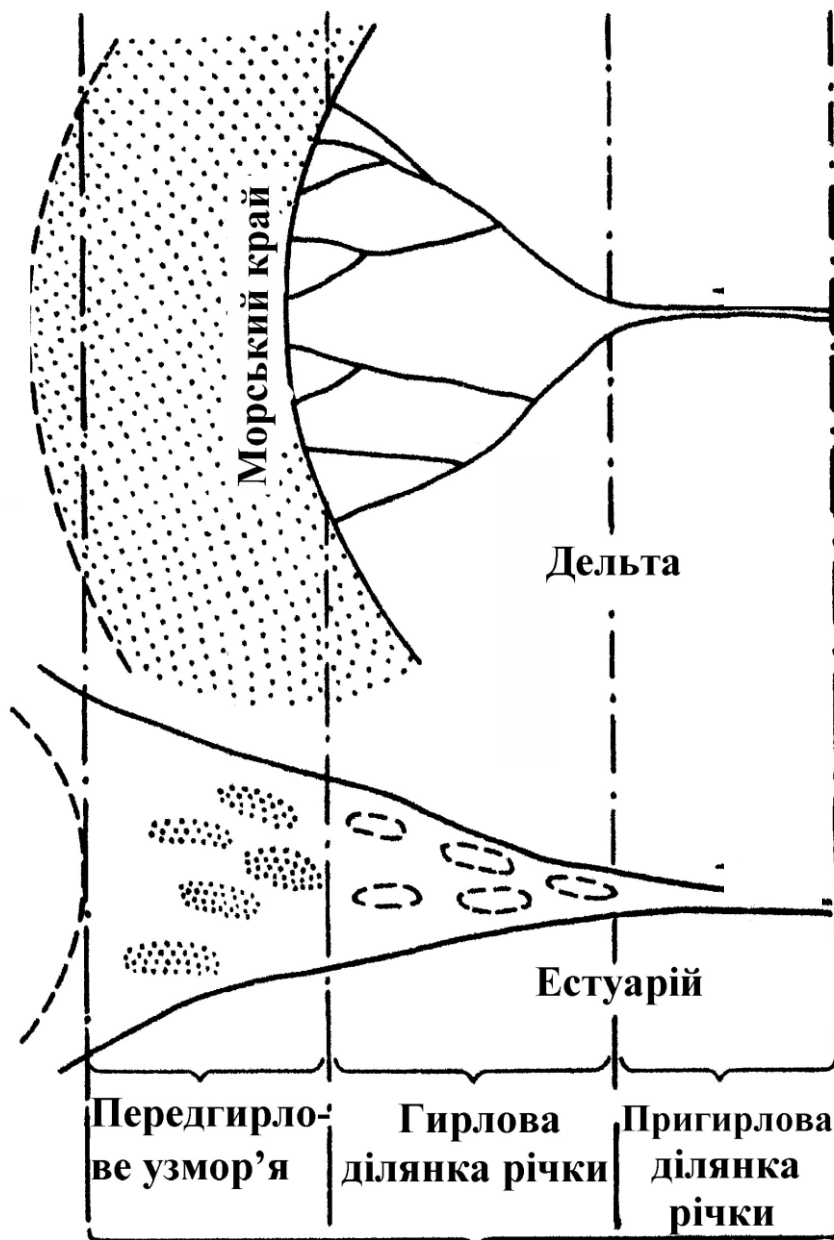


Рисунок 4.2 – Схема гирлової області

У межах гирлової області виділяють: пригирлову і гирлову ділянки та передгирлове узмор'я.

**Пригирлова ділянка** має річковий режим, верхня межа її є місцем нижньої течії річки, куди практично не проникають нагінні та припливні хвилі, нижня – місце поділу основної притоки на рукава, а в естуарії – зона, де відбувається змішування річкової та морської води.

**Гирлова ділянка** річки розташовується від нижньої межі пригирлової ділянки до морського краю дельти або острівних утворень естуарію. Морський край – умовна лінія, що служить контуром з боку моря островів надводної або підводної дельти.

**Передгирлове узмор'я** поширюється від нижньої межі гирлової ділянки (морського краю) до зони, де річкові води мають незначний вплив на режим моря. Залежно від характеру процесів, що відбуваються, та типових окреслень в плані гирлової області великі річки поділяються на: однорукавні; воронкоподібні; острівні; лопатеві; багаторукавні, блоковані (лиманні). Наприклад: воронкоподібні – рр. Південний Буг, Дніпро; лиманні – р. Дністер.

У посушливих районах річки іноді не досягають моря, озера або іншої річки, втрачаючи воду на випаровування, зрошення та фільтрацію в ґрунт. Ділянка, де річка переривається, називається **сліпим гирлом**.

#### 4.1.3 Річкова система

Сукупність річок, які зливаються разом і виносять свої води у вигляді єдиного потоку в море або океан, називається **річковою системою**. Річкова система складається з головної річки та приток. Річка, яка приймає до себе інші водні потоки (річки) та впадає в море або океан, називається **головною**, а менші річки, що впадають до неї, називаються **притоками**.

Притоки, які безпосередньо впадають у головну річку, називаються притоками першого порядку, їхні притоки – притоками другого порядку і т.д. Ця схема позначення приток називається спадною, тому що їхній порядок зменшується від початку до гирла головної річки.

Такий формальний поділ річок системи на головну та притоки різних порядків не відповідає фізичній природі річкового потоку та процесу формування річкової системи. Між двома притоками, які зливаються та утворюють одну – третю річку, є принципова різниця: ця річка – новий русловий потік з новими гідравлічними властивостями, має нове русло зі своїми певними особливостями. Місце злиття двох річок являє собою стрибок у русі потоку і розвитку руслового процесу.

Американський гідролог Р.Е. Хортон [4] рекомендує іншу схему річкової системи – висхідну. Елементарний потік, що не має приток, відносять до першого порядку, злиття двох потоків першого порядку утворює потік другого порядку і т.д. За цією схемою найбільший порядок дістає головна річка, який характеризує площу річки, її довжину та водоносність.

Річкові системи дуже різноманітні за малюнком їх річкової мережі, який залежить від рельєфу місцевості, геологічної будови, гідрогеологічних умов, клімату тощо. За цими чинниками розрізняють такі типи річкових систем: а) доцентровий – притоки направлені по радіусу до центру; б) деревоподібний – річкова мережа нагадує рисунок дерева; в) перистий – нагадує будову пера; г) паралельний та інші типи. Більшість річкових систем України (притоки Дніпра, Південного Бугу, Сіверського Дінця), які формуються на плоских, слабо нахилених поверхнях алювіальних, лесових і акумулятивно-денудаційних рівнин належать до деревоподібних типів. Для басейну Дністра в цілому характерним є перистий тип річкових систем, а для приток середньої течії Дністра, в межах Подільської височини, характерний паралельний тип. Поєднання відцентрового з паралельним типами формується в межах підвищених структурно - денудаційних рівнин, які представлені невеликими річками басейнів Чорного та Азовського морів (рис. 4.3). Колесоподібне розташування річкової мережі характерне для Українських Карпат [4].

Вивчення структури різних річкових систем дало можливість Р.Е. Хортону [ ] виявити закономірності у її будові.

1. **Кількість потоків** даного порядку в межах річкового водозбору ( $P_N$ ) визначається у формі члена спадної (зі збільшенням  $N$ ) геометричної прогресії, останній член якої дорівнює одиниці:

$$P_N = K_{\square}^{S-N}, \quad (4.1)$$

де  $K_{\square}$  - знаменник прогресії, називається коефіцієнтом біфуркації (дроблення) – відношення середньої кількості потоків певного порядку до кількості потоків більш високого порядку; для рівнинних районів  $K_{\square} = 2 \div 3$ , для гірських -  $K_{\square} = 4.0$ ;  
 $S$  - порядок головної річки.

З формули (4.1) при  $N = S - 1$ :

$$P_{S-1} = K_{\square} \quad (4.2)$$

Коефіцієнт біфуркації  $K_{\square}$  дорівнює кількості потоків, порядок яких на одиницю менший ніж порядок головної річки.

## ТИПИ РІЧКОВИХ СИСТЕМ



## ТИПИ РІЧКОВОЇ МЕРЕЖІ



Рисунок 4.3 – Типи річкових систем і річкової мережі [12]

Загальна кількість потоків усіх порядків в межах водозбору річки, що має порядок  $S$ , визначається у вигляді суми геометричної прогресії:

$$\sum_{i=1}^S P_i = \frac{K_{\square}^S - 1}{K_{\square} - 1}. \quad (4.3)$$

Рівняння (4.1) і (4.2) описують прості алгебраїчні закони геометричної прогресії. Розміри водозборів у рівняннях відсутні. Вони ураховуються посередньо – порядок головної річки більший у водозборів більшого розміру. Порядок головного потоку входить до рівнянь як показник ступеня водозбіру, у якому головний потік більш високого порядку буде мати більше приток певного порядку.

2. **Середня довжина потоків** кожного порядку ( $\bar{L}_N$ ) у межах водозбору визначається у формі члена зростаючої (зі збільшенням  $N$ ) геометричної прогресії, перший член якої є середня довжина потоків першого порядку

$$\bar{L}_N = \bar{L}_1 \cdot K_L^{N-1}, \quad (4.4)$$

де  $K_L$  - знаменник прогресії, тобто відношення середньої довжини потоків суміжних порядків (даного порядку до довжини більш низького порядку); для степових районів  $K_L=1.8$ ; лісових -  $K_L=1.4$ ; болотних -  $K_L=1.3$ ;

$\bar{L}_1$  - середня довжина водотоків першого порядку, км.

Загальна довжина потоків певного порядку є добуток середньої довжини потоків на їх кількість:

$$L_N = P_N \cdot \bar{L}_N = \bar{L}_1 \cdot K_{\square}^{S-N} \cdot K_L^{N-1} \quad (4.5)$$

Кількість потоків залежить від коефіцієнта біфуркації і убуває з підвищенням порядку водотоків, в той час як середня довжина потоків залежить від відношення довжин і зростає з підвищенням порядку потоків.

Сумарна довжина потоків у межах водозбору річки, яка має порядок  $S$ , буде становити

$$\sum_{i=1}^S (P_i \cdot L_i) = \bar{L}_1 \cdot K_{\square}^{S-1} \frac{(K_L / K_{\square})^S - 1}{(K_L / K_{\square}) - 1} \quad (4.6)$$

#### 4.1.4 Морфометричні характеристики річок

Річкова система характеризується довжиною річок, їх звивистістю, уклоном та густотою річкової мережі.

**Довжиною** річки називається відстань між витокom і гирлом, виміряна по карті великого масштабу або по аерофотознімках. Довжина річки

$$L = L_{обч} \cdot K_m, \quad (4.7)$$

де  $L_{обч}$  - обчислена довжина річки, км;

$K_m$  - масштабний коефіцієнт.

За даними вимірювань довжин річок, які утворюють певну річкову систему, можна побудувати **гідрографічну схему**, яка показує напрям течії річки та приток, їхню довжину. Для цього на горизонтальній лінії (враховуючи масштаб карти) відкладають довжину річки з відліком відстані до впадіння приток. Під довільним кутом у тому ж масштабі наносять довжини приток у місцях впадіння їх у головну річку.

**Звивистість** річки характеризується коефіцієнтом звивистості ( $K_z$ ), який становить відношення довжини річки  $L$ , виміряної по карті, до довжини прямої  $\ell$ , що з'єднує початок та кінець ділянки:

$$K_z = L / \ell \quad (4.8)$$

**Уклоном** річки називається відношення падіння  $\square h$  до довжини річки або до довжини даної ділянки річки:

$$J = (h_1 - h_2) / L = \square h / L, \quad (4.9)$$

де  $\square h$  - різниця відміток верхів'я ( $h_1$ ) та гирла ( $h_2$ ) або двох деяких відміток за довжиною річки, м;

$L$  - довжина річки, км.

Уклон визначається в промілях (‰).

**Коефіцієнт густоти річкової мережі** – це відношення сумарної довжини всіх водотоків  $\sum L$  до площі водозбору  $F$ :

$$D = \sum L / F \quad (4.10)$$

Густота річкової мережі визначається в км/км<sup>2</sup>.

#### 4.1.5 Річковий басейн

Територія земної поверхні та товща ґрунтів і гірських порід, звідки дана річкова система або річка має водне живлення, називається **річковим басейном**. Кожен басейн охоплює поверхневий та підземний водозбори. **Поверхневий водозбір** становить собою площу земної поверхні, з якої води надходять в дану річкову систему або окрему річку.

**Підземний водозбір** відносяться до товщі ґрунтів, з яких вода надходить у річкову мережу. Поверхневий водозбір кожної річки відділяється від водозбору сусідньої річки **вододілом**, який проходить по найвищих відмітках земної поверхні між водозборами сусідніх річок. Взагалі поверхневий та підземний водозбори річок не збігаються. Труднощі у визначенні підземного водозбору дозволяють у гідрологічних розрахунках за величину басейну брати тільки поверхневий водозбір, тому між термінами „річковий басейн” та „річковий водозбір” не має різниці.

**Морфометричні характеристики** річкового басейну визначаються по топографічних картах. **Площа водозбору** річок визначається як площа горизонтальної проекції до замикального створу, обмеженої вододілом, і визначається за допомогою палетки або курвіметра по картах великого масштабу, на яких проведена лінія вододілу. За даними вимірювань площі водозборів головної річки та її приток будується графік наростання площі водозбору за довжиною річки (рис. 4.4).

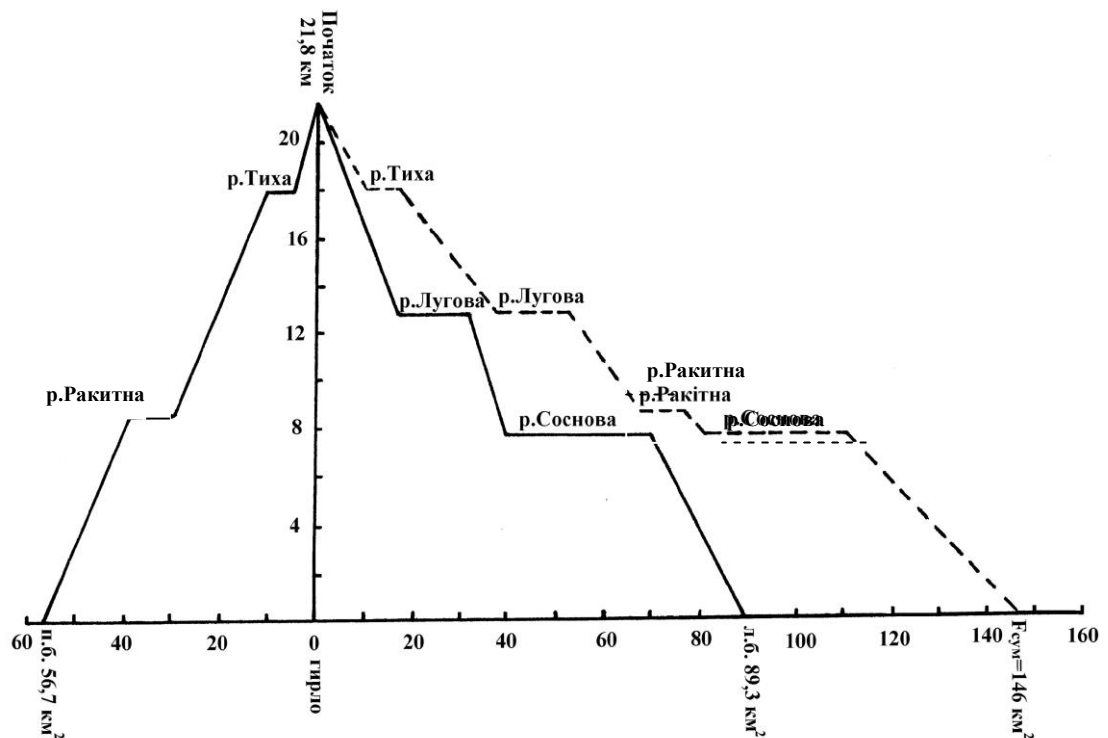


Рисунок 4.4 – Графік наростання площі водозбору за довжиною р.Волжанки

На осі абсцис відкладається довжина головної річки, на осі ординат – площі водозборів приток та міжпритокових просторів. Побудова виконується окремо для правих та лівих приток, а також надається сумарний графік послідовним підсумовуванням площ лівих та правих приток.

**Довжина басейну**  $L_{\text{б}}$  - відстань по прямій від гирла річки до найвіддаленішої позначки басейну.

**Середня ширина басейну**  $B_{\text{сер}}$  визначається діленням площі басейну  $F$  на його довжину  $L_{\text{б}}$ :

$$B_{\text{сер}} = F / L_{\text{б}} \quad (4.11)$$

Найбільша ширина басейну  $B_{\text{м}}$  визначається по прямій, нормальній до осі басейну – лінії, по якій встановлюють його довжину, в найширшому місці.

**Коефіцієнт асиметричності басейну**  $a$  визначається за формулою:

$$a = (F_{\text{л}} - F_{\text{п}}) / (F_{\text{л}} + F_{\text{п}}), \quad (4.12)$$

де  $F_{\text{л}}$  - сумарна площа водозборів лівобережних приток, км<sup>2</sup>;

$F_{\text{п}}$  - сумарна площа водозборів правобережних приток, км<sup>2</sup>.

**Коефіцієнт розвитку вододільної лінії**  $m$  - одна з характеристик форми річкового водозбору, становить відношення довжини вододільної лінії  $S$  до довжини кола  $S'$ , площа якого дорівнює площі басейну:

$$m = S / S'. \quad (4.13)$$

Площа кола, що дорівнює площі водозбору,

$$F = \pi R^2, \text{ звідки } R = \sqrt{F / \pi} \quad (4.14)$$

Підставляючи вираз радіуса  $R$  через площу водозбору  $F$  до формули довжини кола  $S'$ , маємо

$$S' = 2\pi R = 2\pi \sqrt{F / \pi} = 2\sqrt{\pi F} \quad (4.15)$$

Тоді коефіцієнт розвитку вододільної лінії має вигляд:

$$m = S / (2\sqrt{\pi F}) = 0.28S / \sqrt{F} \quad (4.16)$$

**Середня висота басейну** за наявності карти з горизонталями визначається за формулою:

$$H_{сер} = (h_1 f_1 + h_2 f_2 + \dots + h_n f_n) / F, \quad (4.17)$$

де  $h_1, h_2, \dots, h_n$  - середні висоти між горизонталями водозбору, м;

$f_1, f_2, \dots, f_n$  - часткові площі, обмежені горизонталями, м<sup>2</sup>.

Графічне зображення розподілу площ басейну у відсотках по висотних зонах надає **гіпсографічна крива**. Для її побудови визначають площі частин водозбору, обмежених заданими висотними інтервалами, наприклад, через 10 м, 100 м або 200 м і т.д., залежно від висотної структури басейну (рис. 4.5).

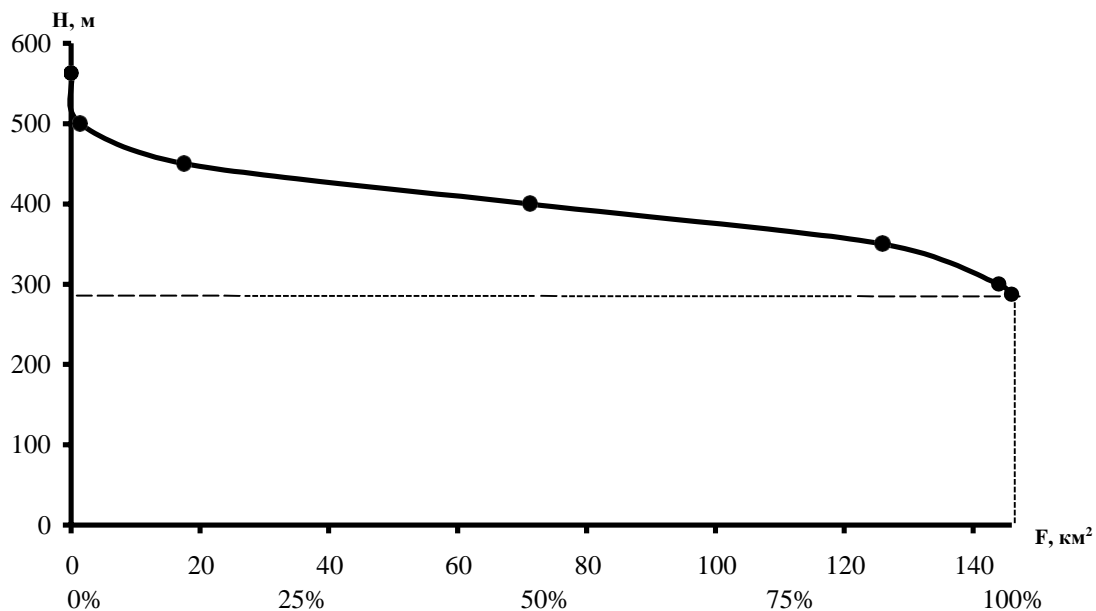


Рисунок 4.5 – Гіпсографічна крива басейну р.Волжанки – с.Підлісне

Відкладаючи на осі абсцис послідовні суми площ висотних зон, а по осі ординат – відповідні їм висоти, отримаємо гіпсографічну криву, яка характеризує наростання площі водозбору по висотних зонах.

**Середній уклон поверхні басейну** обчислюється за формулою

$$J = \frac{\left[ h \left( \frac{\ell_0 + \ell_1}{2} + \frac{\ell_1 + \ell_2}{2} + \dots + \frac{\ell_{n-1} + \ell_n}{2} \right) \right]}{F}, \quad (4.18)$$

де  $h$  - висотний крок горизонталей, м;

$\ell_0, \ell_1, \dots, \ell_n$  - довжина горизонталей, км;

$F$  - площа басейну, км<sup>2</sup>.

#### 4.1.6 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів

Істотний вплив на процеси стоку мають фізико-географічні характеристики річкового басейну.

**Географічне положення басейну** визначається географічними координатами (широтою та довготою), його розміщенням відносно басейнів інших річок, гірських хребтів, віддаленістю від морів, океанів і ін.

**Кліматичні (метеорологічні) умови** є визначальними чинниками формування водного режиму річок. Головними з них є кількість і розподіл атмосферних опадів, товщі снігового покриву та запаси води в ньому, випаровування, температура та вологість повітря, дефіцит насичення і вітер.

Атмосферні опади визначають кількість води, яка надходить на поверхню басейну, тобто можливість стоку. Температура повітря, вологість і вітер впливають на випаровування з поверхні суші та з водної поверхні, тобто втрати води з водозбору. Від температури повітря залежить інтенсивність сніготанення та приплив талих вод у річки, а також тривалість і характер льодяних утворень.

**Геологічна будова та ґрунти басейну** зумовлюють характер та інтенсивність фільтрації талих і дощових вод у ґрунт, умови залягання підземних вод, розмивання гірських порід, з чим пов'язано надходження твердого матеріалу до річок, формування річкових русел.

**Рельєф басейну** впливає на кількість, характер випадання та розподіл опадів по території басейну, температуру повітря та умови стікання води по земній поверхні, все це є визначальним чинником впливу на водність річок і характер їх режиму.

**Рослинність** збільшує випаровування, захищає ґрунти від розмиву, від неї залежить винесення до річок органічних речовин. Значну роль у формуванні стоку річок відіграє ліс, який впливає на кількість та розподіл опадів, їх втрати на випаровування, накопичення снігу, втрати на інфільтрацію, накопичення підземних вод, швидкість стікання води по схилах. Кількісною характеристикою ступеня лісистості річкових басейнів є *коефіцієнт лісистості* – відношення площі лісів, розташованих в басейні, до загальної площі басейну (він виражається у відсотках або у частках від одиниці).

**Озерність, заболоченість, розподіл мерзлотних порід та льодовиків** визначається за матеріалами спостережень або спеціальних досліджень. Значна озерність сприяє регулюванню стоку (більш рівномірний розподіл його у часі). Вплив боліт більш складний і залежить від географічних умов водозборів. Коефіцієнти озерності та заболоченості – це відношення площ озер або боліт, розташованих в басейні, до загальної площі басейну.

На фізико-географічні умови басейну та режим річок істотно впливає господарська діяльність людини (оранка поверхні водозборів, лісонасадження, створення ставків і водосховищ, забір води на зрошування, скиди у річки забруднених вод і т.д.) [2, 4].

## **4.2 Річкові долини**

### **4.2.1 Типи долин**

**Річкова долина** – це відносно вузька, витягнута в довжину заглибина у земній поверхні, утворена віковою діяльністю води, що стікає по поверхні землі, з наявністю русла сучасного потоку. Долини, зазвичай, є звивисті пониження земної поверхні, які характеризують загальний нахил від початку річки до гирла. Вони не перетинаються і, зливаючись, утворюють більш великі долини. Структура долин визначається не тільки роботою води, що стікає по поверхні. У походженні та розвитку річкових долин іноді істотне значення мають геологічні чинники (тектонічні, вулканічні та карстові процеси, рух льодовиків тощо). Залежно від того, який чинник переважає в процесі формування річкових долин, вони мають відповідну назву.

**Ерозійними** називаються долини, утворені діяльністю текучих вод; **тектонічними** – на формуванні яких впливала тектоніка (гороутворні процеси); **вулканічними** – на структуру яких впливали вулканічні процеси; **льодовикові** – на формування яких впливали льодовики.

**Елементи річкових долин:** дно або ложе, тальвег, русло річки, заплава, схили долини, тераса та бровка (рис. 4.6).

**Дно** або ложе долини – найбільш понижена її частина.

**Тальвег** – безперервно звивиста лінія, що з'єднує найглибші відмітки донного ложа.

**Русло** – частина дна долини, по якій стікає вода, витягнута за уклоном долини заглибина, вироблена річковою ерозією. **Заплава** – частина дна долини, яка заповнюється високими річковими водами під час водопілля та паводків.

**Схили** – підвищені ділянки суші, які обмежують з боків дно долини і мають нахил до русла річки. Поверхня схилів може перетинатися ярами, балками, формування яких залежить від типу ґрунтів, рослинності та крутості схилів.

**Тераси** – горизонтальні або нахилені ділянки, розташовані уступом в межах дна та схилів річкової долини. Заплава - це нижня тераса.

**Бровка** – лінія сполучення схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості.

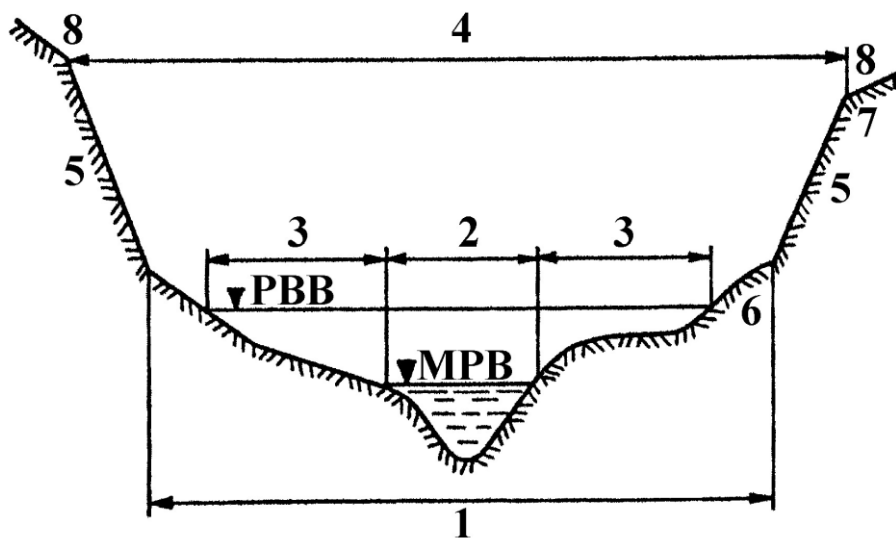


Рисунок 4.6 – Поперечний профіль річкової долини:

- 1 – дно долини; 2 – русло річки; 3 – заплава;  
 4– ширина долини; 5 – схил; 6 – підосва схилу;  
 7 – бровка; 8 – прилегла місцевість.

PVB – рівень високих вод; MPB – меженний рівень води.

Будова річкових долин, їх форма, розміри мають великий вплив на низку гідрологічних процесів та особливості гідрологічного режиму річок. Крутість схилів долини сприяє швидкості стоку поверхневих вод з них до русла річки, процесу розмивання поверхні схилів долини, надходження продуктів розмиву в русло. Міцні алювіальні відклади, які накопичуються у долинах річок, є місцем скупчення ґрунтових вод, що впливають на підземне живлення річок. Розміри заплав мають значення для рівневого та водного режиму річок. У період високих вод заповнюють велику кількість води, а при зниженні рівня віддають їх річці, вони є природними регуляторами водного режиму річок.

Річкові долини мають різні поздовжні уклони та обрис у плані і поперечному розрізі залежно від геологічного віку та характеру гірських порід, з яких складено їхнє дно і схили.

За характером поперечного профілю розрізняють такі типи долин:

- 1) **щілини** – глибокі та вузькі долини з прямовисними схилами; дно долини повністю залито водою; зустрічаються в гірських районах;
- 2) **каньйони** – глибокі долини з дуже крутими схилами і порівняно вузьким дном; поширені в передгір'ях та горах;
- 3) **ущелини** – глибокі та вузькі гірські долини зі скелястими, опуклими схилами, крутість яких донизу збільшується;

4) *трапецієподібні* – широкі долини з прямими або опуклими пологими схилами (це характерна форма у рівнинних умовах);

5) *коритоподібні* – з вигнутими схилами, крутість яких до дна зменшується, профіль долини формується діяльністю льодовика в гірських районах.

У природних умовах рідко зустрічаються річкові долини з чітко вираженим профілем відносно одного з типів перелічених долин. Форма долини змінюється через обвали, обсипання, зумовлені ерозійною діяльністю текучої води. Один тип долини зазвичай переходить в інший і річкова долина однієї річки на всій протяжності може мати різні типи.

Морфометричними показниками долини є її ширина, довжина, глибина врізу, висота та ширина терас, нахили схилів і дна, висота та ширина заплави, а також морфометричні характеристики руел.

Глибина річкових долин у рівнинних районах змінюється від декількох десятків метрів до 200-300 м; у гірських районах може досягати 2-4 тис.м. Ширина річкових долин збільшується від верхів'я річки до гирла, іноді мають місце звуження долини внаслідок перетинання гірської гряди, обвалів та обсипання [2,4,12].

#### 4.2.2 Русло річки

**Руслом** називається частина дна долини, утворен річковим потоком ложе, по якому стікає вода. Розміри та форма русел змінюються за довжиною річок залежно від періодичності зміни їхньої водності, будови річкових долин та властивості порід, що складають русла.

Частина русла, по якій здійснюється стік у період низьких (меженних) вод, називається *корінним* або *меженним* руслом. Частина долини річки, що покривається водою періодично під час інтенсивного припливу води при таненні снігу або випаданні інтенсивних дощів, називається *заплавним руслом*.

У плані русла річок мають звивисту форму. Звиви річкових русел виникають внаслідок розмивної дії потоку або пристосовуються до звивистості долини. Звивистість, утворена в першому випадку, має назву *гідрографічної*, а у другому – *орографічної*. Орографічна звивистість характерна для річок, які течуть у важкорозмивних породах. В цих умовах звивиста форма русла зумовлена не діяльністю потоку, а є наслідком місцевих перешкод у формі важко розмивних ділянок дна долини. Орографічна звивистість добре виражена на ділянках Дністра, Дніпра, зазвичай на ділянках з виходом важкорозмивних порід.

Формування звивистості під впливом розмивної діяльності потоку в межах дна долини називається процесом *мандрування* [4, 12].

Процес меандрування – це зміна абрису плану русла у формі розвитку плавнозагнутих звивів. Звивиста форма є найстійкішою для річок, що протікають у порівняно легкоерозивних ґрунтах. Випадкове відхилення потоку від прямолінійного напрямку сприяє розмиву берегів, збільшує їх вигнутість та відкладання продуктів розмиву нижче вигнутості. У місцях відкладання наносів виникає опуклість берегів. Цей процес продовжується безперервно, і на всій протяжності річка має звивисту форму. В процесі розмиву берегів відбувається не лише збільшення вигнутості, але й зміщення звивистості в напрямі течії річки. М.А. Великанов встановив п'ять якісно різних форм, через які може проходити звивистість (рис. 4.7): а) досить поширена форма, близька до синусоїди; б) в умовах достатньої розмивної діяльності синусоїда поступово переходить у дугу кола; в) тривалий розмив вигнутого берега форму звивини перетворює на форму петлі; г) при зближенні двох петель здійснюється прорив зі скороченням довжини русла; д) відчленована проривом петля поступово заноситься і виникає старе русло (старорічище).

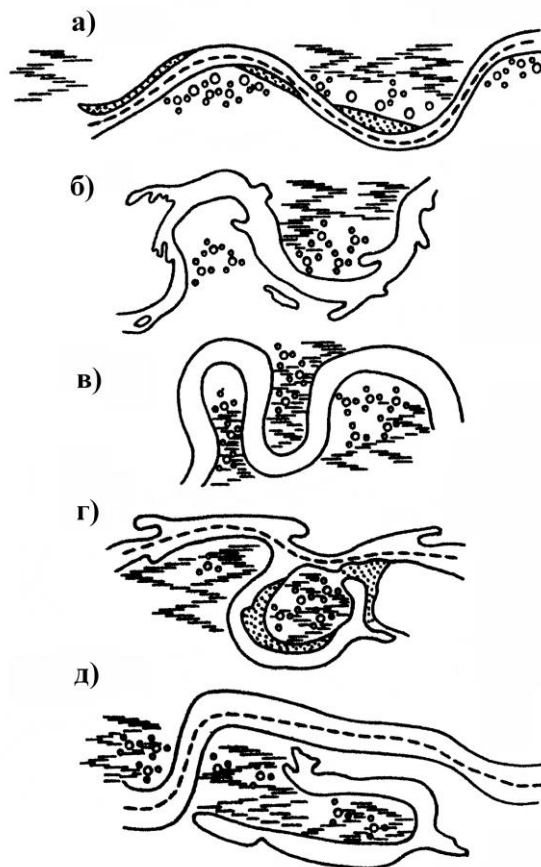


Рисунок 4.7 – Стадії розвитку річкових звивин:

а – звивина, близька до синусоїди; б – звивина у формі дуги кола;  
в – петлеподібна звивина; г – прорив та закріплення русла; д – стариця.

### 4.2.3 Поперечний переріз русла і його морфометричні характеристики

Поперечний переріз русла визначає його пропускну здатність і впливає на розподіл швидкості, уклонів, напрямку течії та інші гідравлічні елементи потоку.

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

У поперечному перерізі виділяють: 1) **площу водного перерізу** – при наявності льодяного покриву – це повна площа поперечного перерізу без площі зануреного льоду; за відсутності льодяного покриву поняття „площа водного перерізу” та поняття „площа поперечного перерізу” ідентичні; 2) **площу живого перерізу** – це частина площі водного перерізу, в якій швидкість течії більша від нуля; 3) **площу мертвого простору** – це частина водного перерізу, в якій швидкість течії практично дорівнює нулю або відбувається зворотна відносно потоку течія.

Водний переріз потоку змінюється зі зміною рівня води. Основними морфометричними характеристиками живого перерізу є:

1 **Площа живого перерізу**, визначається на основі вимірювання глибин. За цими даними будується профіль поперечного перерізу, який дозволяє обчислити площу живого перерізу для різних рівнів  $H$  і побудувати залежність:  $\square = f_1(H)$ .

2 **Ширина живого перерізу**  $B$  – відстань по прямій між урізами води лівого та правого берегів, змінюється з наповненням русла водою, тому є функцією від рівня води:  $B = f_2(H)$ .

3 **Середня глибина** живого перерізу  $h_{сер}$  – відношення площі живого перерізу до його ширини:  $h_{сер} = \square / B$ .

4 **Змочений периметр**  $P$  – довжина підводного контуру поперечного перерізу водотоку.

5 **Гідравлічний радіус**  $R$  – відношення площі перерізу до змоченого периметра:  $R = \square / P$ .

6 **Шорсткість** русла характеризує нерівності поверхні русла, які впливають на опір руху води. Розрізняють абсолютну та відносну шорсткість.

**Абсолютна шорсткість**  $\square$  – це середнє підвищення нерівностей поверхні русла над середньою плавною кривою дна.

**Відносна шорсткість**  $\square'$  – це відношення абсолютної шорсткості до середньої глибини потоку:  $\square' = \square / h_{сер}$  [4,12].

#### 4.2.4 Характерні руслові утворення

Глибини русел закономірно змінюються за довжиною річок залежно від абрису річки в плані. Рівнинні річки являють собою чергування **плесів** (глибоких ділянок) та **перекатів** (мілких ділянок). **Плеси** розташовані в місцях найбільшої кривизни русел, а **перекати** – на прямолінійних, між плесами. Плеси та перекати пересуваються вниз за течією річок, їх розміщення, форма, висота змінюються у часі під впливом водного потоку на русла та русел на потік. Перекати завдають великих перешкод для судноплавства, тому їх регулярно ліквідовують землечерпалками (розділ 4.7.8).

Характерні руслові утворення схематично зображені на рис. 4.8: **острів** – частина заплави, обмежена рукавами або протоками русла; **останець** – ділянка заплави між діючим руслом і покинутим річкою старим руслом (староріччя); **рукав** – частина русла річки, відділена островом; **протоки** – відгалуження річки, які відходять від основного русла і мають менші розміри; **затока** – утворення, що глибоко заходить у берег; **обмілина** – мілководне місце в руслі, при низькій воді обсихає; **пляж** – широка, рівна берегова смуга, утворена річковими піщаними наносами; **приплесок** – вузька смуга (піщана, галечна) по береговому схилу, заливається водою навіть під час невеликих підйомів рівня води [12].



Рисунок 4.8 – Характерні річкові утворення

#### 4.2.5 Поздовжній профіль річки

**Поздовжній профіль річок** – це крива, яка характеризує зміну уклонів поверхні води та висоти дна за течією річок (від витoku до гирла). Різниця відміток  $\Delta H$  двох яких-небудь точок водної поверхні або дна за довжиною річки називається **падінням**. Відношення падіння  $\Delta H$  до довжини річки (окремої ділянки) називається уклоном річки:  $J = \Delta H / L$ .

Уклон річок виражається у вигляді десяткових дробів або в проміле, ‰ (тисячних частках довжини ділянки).

Залежно від характеру розподілу уклонів вздовж річок можна виділити чотири основних типи поздовжніх профілів (рис. 4.9):

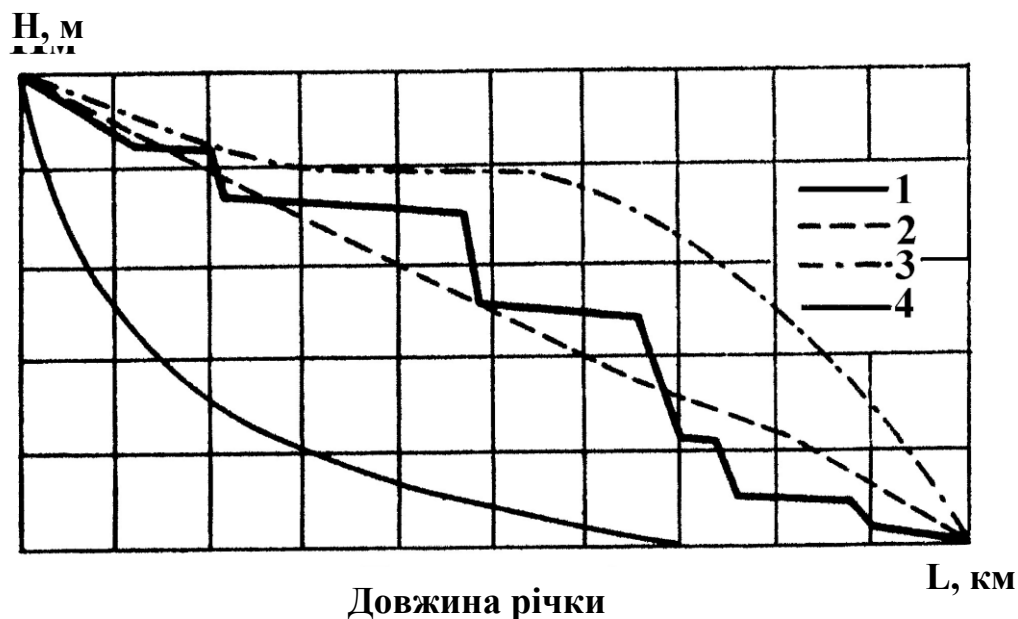


Рисунок 4.9 – Типи поздовжніх профілів річок:

1 – профіль рівноваги; 2 – прямолінійний; 3 – скидний; 4 – східчастий.

1) **плавновгнутий або профіль рівноваги**, характеризується зменшенням уклонів від верхів'я до гирла; 2) **прямолінійний** характеризується рівномірним розподілом уклонів за довжиною річки, спостерігається на невеликих річках; 3) **скидний** або опуклий має невеликі уклони у верхів'ях і великі – у нижній течії річки, зустрічається рідко, буває тільки на невеликих річках; 4) **східчастий**, характеризується зміною ділянок з різним падінням, іноді у вигляді уступів з гірських важкорозмивних порід.

Поздовжній профіль річок у своєму розвитку проходить декілька стадій. В стадії юності профіль річок недостатньо вироблений, має різкі

зломи в місцях виходу більш твердих порід та своєрідний характер течії. Розрізняють такі зломи на ділянках річок: 1)*пори́г* – коротка ділянка з великим падінням, бурхливою течією; 2)*порожиста ділянка* або *бтстрина* – декілька порогів підряд; 3)*водоспад* – падіння води річки з висоти внаслідок уступу у річковому ложі, висота досягає сотні метрів і більше.

У початковій стадії формування поздовжнього профілю річки інтенсивно відбуваються процеси розмиву, має місце відносне підняття витоків річки над відміткою рівня водойми, в яку впадає річка. Ця відмітка рівня носить назву **базису ерозії**, тобто базису розмиву.

Стійке положення базису ерозії приводить до поступового вирівнювання поздовжнього профілю, який з часом набирає стійкішої форми, цей процес називається зрілістю, коли встановлюється рівновага між розмивом русел, переносом та відкладанням наносів. Профіль має правильну вигнуту форму і носить назву **профілю рівноваги** [12].

## 4.3 Живлення та водний режим річок

### 4.3.1 Види живлення річок

Основним джерелом живлення річок на земній кулі є атмосферні опади. За певних умов частка випадаючих рідких опадів утворює поверхневий стік і є джерелом живлення річок в періоди паводків. Тверді опади акумулюються на поверхні суші у вигляді снігового покриву. На рівнинах та невисоких горах сніг тоне у теплий час року і також є джерелом живлення річок. Сніг у високих горах в окремі роки тоне не повністю, поповнює запаси довічних снігів і дає початок льодовикам. Талі води цього снігу та льодовиків є ще одним з джерел живлення річок. Деяка частка талих і дощових вод проникає в ґрунти і поповнює запаси підземних вод, які перехоплюються річковими долинами та руслами і є джерелом живлення річок. Таким чином, є чотири типи живлення річок: **снігове, дощове, підземне та льодовикове**.

Співвідношення між кількістю води, що надходить в річки з того чи іншого джерела живлення, неоднакові у різних районах. Змінюються вони від сезону до сезону однієї і тієї ж річки і залежать головним чином від кліматичних умов: режиму опадів і температури повітря протягом року, а також від фізико-географічних умов району та господарської діяльності.

В формуванні загального стоку інколи буває важко виділити роль окремих типів живлення, в цьому разі вживається термін – **змішане живлення**.

На переважній частині України 8-15% опадів у вигляді снігу формують 40-80% річного стоку. У північній частині, де сніг досягає великої висоти, і сприятливі умови стоку дощових вод, річки відносяться до типу змішаного живлення з переважанням снігового (>50%), частка дощового живлення – 24%, підземного – 26%. У напрямку на південь кількість опадів знижується, річки мають переважно снігове живлення зі значною часткою підземного живлення і невеликою – дощового живлення (до 5%). В гірських районах Карпат, Прикарпаття, Закарпаття та іноді в південній частині Криму, у Приазов'ї питома вага снігового живлення не дуже велика (до 40%), а дощове живлення є майже протягом всього року і становить значну частку річного стоку. На окремих річках (верхів'я Стирі, Ікви, Горині) частка підземного живлення становить понад 50%, а на південних невеликих річках вона знижується до 0.1% (річки Молочна, Обіточна). В одних і тих же фізико-географічних умовах частка підземного живлення зростає зі збільшенням площі водозбору за рахунок перехоплювання значної кількості водоносних горизонтів [4, 12].

#### 4.3.2 Водний режим річок та його фази

Зміна в часі рівнів, витрат і об'ємів води у водних об'єктах називається **водним режимом**. Залежно від умов формування стоку у водному режимі виділяють декілька характерних фаз (періодів): водопілля, паводки та межень.

Водопілля (повінь) – фаза водного режиму річки, яка характеризується найбільшою у році водністю, високим і тривалим підйомом рівня, звичайно супроводжується виходом води з русла на заплаву. Зумовлюється основним джерелом живлення – сніготаненням на рівнинних річках, таненням снігу та льодовиків – на високогірних річках, випаданням літніх дощів – у мусонних та тропічних зонах. Для річок однієї кліматичної зони водопілля щорічно повторюється в один і той же сезон, але з різною інтенсивністю і тривалістю. Якщо основним джерелом живлення річок є талі води сезонного снігу, то водопілля проходить весною або влітку. Весняне водопілля характерне для рівнинних річок континентального клімату. Значну частину літа охоплює водопілля на річках гірських районів у зв'язку із збільшенням тривалості періоду танення сезонного снігу. Для високогірних річок, у живленні яких беруть участь і льодовики, характерним є літнє водопілля. Водопілля за рахунок дощів може бути у всі сезони року. Його настання визначається режимом опадів і температури повітря. У районах із мусонним кліматом дощові водопілля охоплюють весь теплий період року (весну та літо). Узимку

водопілля спостерігається у районах з середземноморським кліматом. Для більшої частини річок України характерним є весняне водопілля.

**Паводки** – це швидкі та порівняно короткочасні підйоми рівня води у річках. На відміну від водопілля, виникають нерегулярно, мають невеликі об'єми, короткочасні. Утворюються паводки за рахунок випадання дощів, злив та сніготанення під час відлиг. До паводків на більшій частині території України відносять щорічне підвищення водності восени за рахунок дощів та зменшення випаровування, на інших річках паводки спостерігаються взимку (річки Криму) або протягом всього року (річки Карпат).

**Межень** – фаза водного режиму, характеризується малою водністю, тривалим стоянням низького рівня води у річках внаслідок зменшення або припинення поверхневого стоку, коли річки живляться в основному за рахунок підземних вод, повторюється щороку в одні і ті ж самі сезони.

Виділяють літню та зимову межені. До літньої (літньо-осінньої) межені відносять період від кінця водопілля до осінніх паводків, а за їх відсутності – до початку зимового сезону. В період літньої межені річки живляться переважно підземними водами і водами атмосферних опадів, що випадають нерегулярно. Літня межень може бути стійкою, тривалою, а також переривистою, нестійкою (періодично порушується дощовими паводками). Тривала і стійка літня, іноді літньо-осіння межень характеризується поступовим зменшенням витрат води з кінця водопілля до кінця літа або восени, що пов'язано з виснажуванням запасів підземних вод. На невеликих річках це призводить до їх пересихання. Межень, яка періодично порушується дощовими паводками, нестійка, переривиста. Періоди малої водності між паводками короткі, іноді декілька днів. Зимова межень на річках континентального клімату збігається з періодом льодоставу. Витрати води від початку замерзання річок поступово зменшуються, в цей період вони живляться ґрунтовими водами, частково сніговими під час відлиг. Витрати води досягають мінімуму перед скресанням, що зумовлено виснаженням запасів підземних вод. У північних районах деякі річки промерзають, що пов'язано не тільки з відсутністю стоку підземних вод до русел річок, але й з втратами води на льодоутворення.

#### 4.3.3 Гідрограф стоку . Розчленування гідрографів стоку

Зміна витрат води у часі відображається у вигляді хронологічного графіка коливань – **гідрографа стоку**. Гідрограф будується за даними щодобових витрат води, визначених за допомогою залежності  $Q = f(H)$ .

Гідрографи будуються за окремі характерні роки (багатоводний, маловодний та середній щодо водності), середні за даними багаторічних спостережень, а також типові. За **типовий** приймається такий гідрограф, який відображає загальні риси гідрологічного режиму річок за декілька років і вільний від випадкових особливостей кожного року. За ряд років осереднюються величини ординат (витрати) і абсцис (час): початок водопілля, настання максимуму, кінець повені і т.д. По встановлених опорних точках будується плавний графік з таким розрахунком, щоб сумарний річний об'єм стоку, визначений за типовим гідрографом, відповідав дійсному середньому його значенню за багаторічний період (рис. 4.10). [2,12].

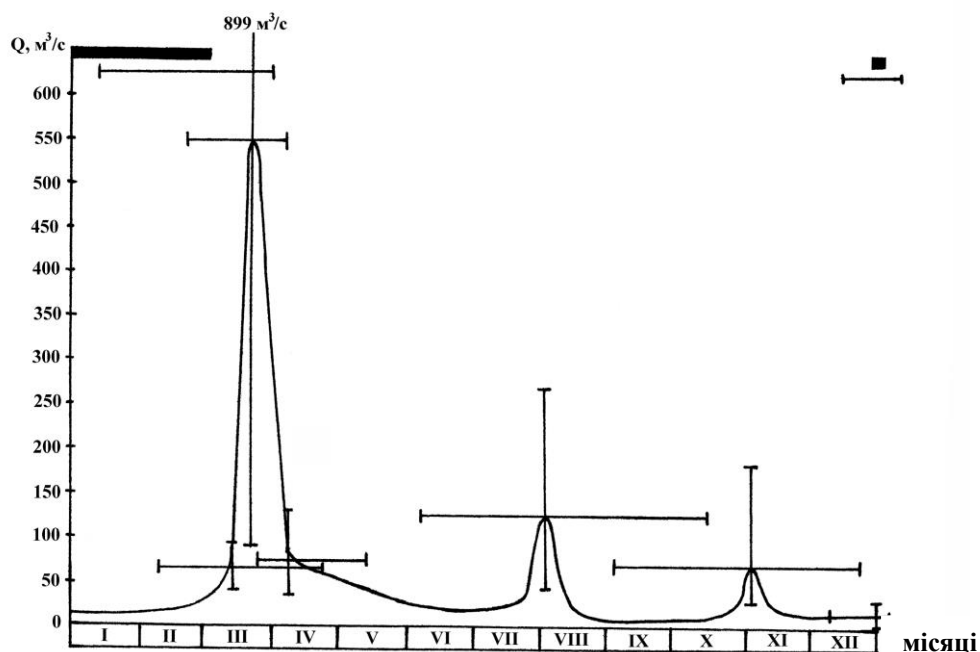


Рисунок 4.10 – Типовий гідрограф р.Південний Буг – Первомайська ГЕС

Кількісна оцінка ролі окремих джерел живлення річок є важкою задачею і вирішується приблизно. В деяких районах значна частка дощових та снігових вод надходить в річкову мережу не у вигляді поверхневого стоку, а дренується річковою мережею як інфільтрація цих вод у поверхневі шари землі. Це характерно для лісних районів, де лісові ґрунти мають велику спроможність вбирати снігові та дощові води.

Аналогічне явище має місце у гірських районах, де спостерігається інтенсивне вбирання поверхневих вод за рахунок накопичення уламкового матеріалу.

Кількісна оцінка ролі джерел живлення річок виконується розчленуванням гідрографів. Найпростіший спосіб розчленування – це з'єднання на гідрографі прямими або плавними лініями точок мінімальних витрат передвесняного та меженого періодів у проміжках між паводками (рис. 4.11). За таким способом не враховуються особливості режиму стоку підземних вод в річки.

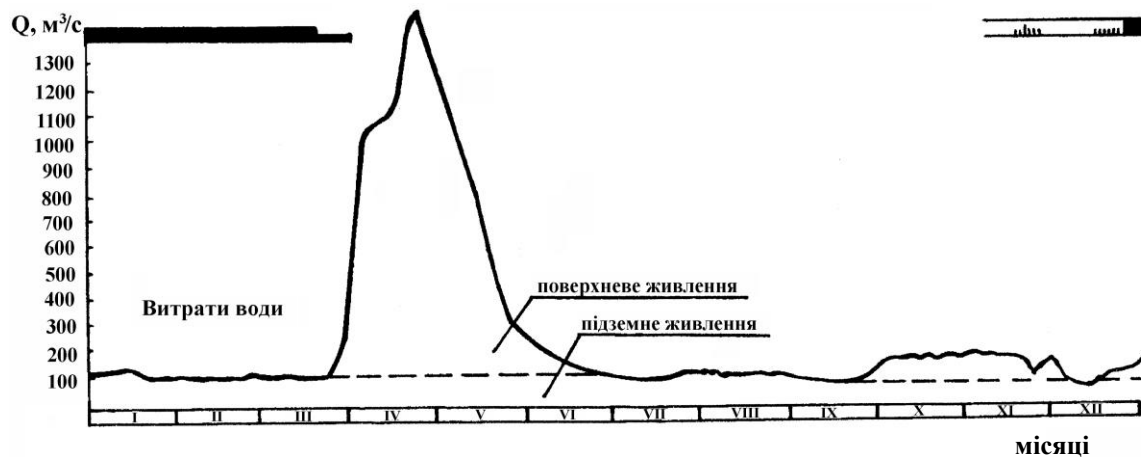


Рисунок 4.11 – Розчленування гідрографа р.Десна – м.Чернігів

Б.І. Куделін розробив типові схеми розчленування гідрографів в залежності від гідрогеологічних умов та режиму підземного стоку (рис. 4.12).

Найбільш просто на гідрографі виділяють період, коли річка має живлення тільки від підземних вод – періоди стійкої зимової та літньої межени. Для визначення поверхневого припливу води, яка надходить до річок від дощів та відлиг, необхідно розглянути та здійснити аналіз комплексних графіків елементів гідрологічного режиму.

Б.І. Куделін склав схему виділення підземного живлення для водоносних горизонтів, які гідравлічно зв'язані з річками. В стадії підйому весняного водопілля в прибережній зоні утворюються протилежні гідравлічні нахили ґрунтового потоку та спостерігається інфільтрація річкових вод у береги. У стадії спаду водопілля дзеркало ґрунтового потоку нахилене до річки і відбувається стік у річку профільованої у берегах річкової води. Цей процес має назву **берегового регулювання поверхневого стоку**. Загальна тривалість берегового регулювання приблизно дорівнює періоду водопілля або паводків.

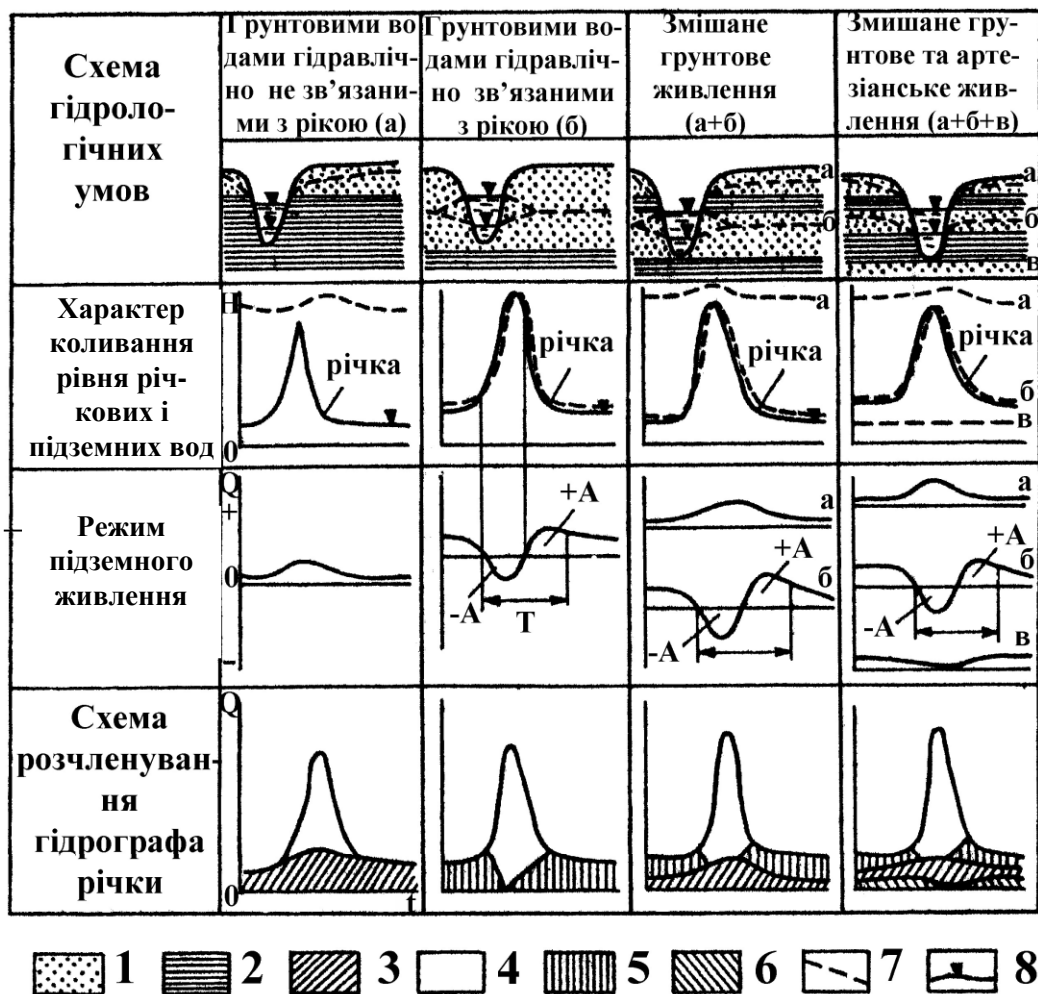


Рисунок 4.12 – Типові схеми розчленування гідрографів річок з урахуванням гідрологічних умов та режиму підземного стоку в річку (за Б.І.Куделіним) [12].

$t$  – час;  $Q$  – витрата води;  $T$  – тривалість берегового регулювання;  $-A$  та  $+A$  – об'єми підземного стоку, які беруть участь у береговому регулюванні;  
 1 – водоносні породи; 2 – водоупорні породи; 3 – підземний стік у річку за умови “а”; 4 – поверхневий стік у річку; 5 – підземний стік у річку за умови “б”; 6 – підземний стік у річку з артезіанських (напірних) пластів;  
 7 – рівень підземних вод; 8 – рівень річкових вод.

При підйомі рівня води в річці підземний стік різко зменшується і настає від'ємна фаза підземного живлення; лінія 1-2 на рис. 4.13 характеризує припинення підземного живлення річки.

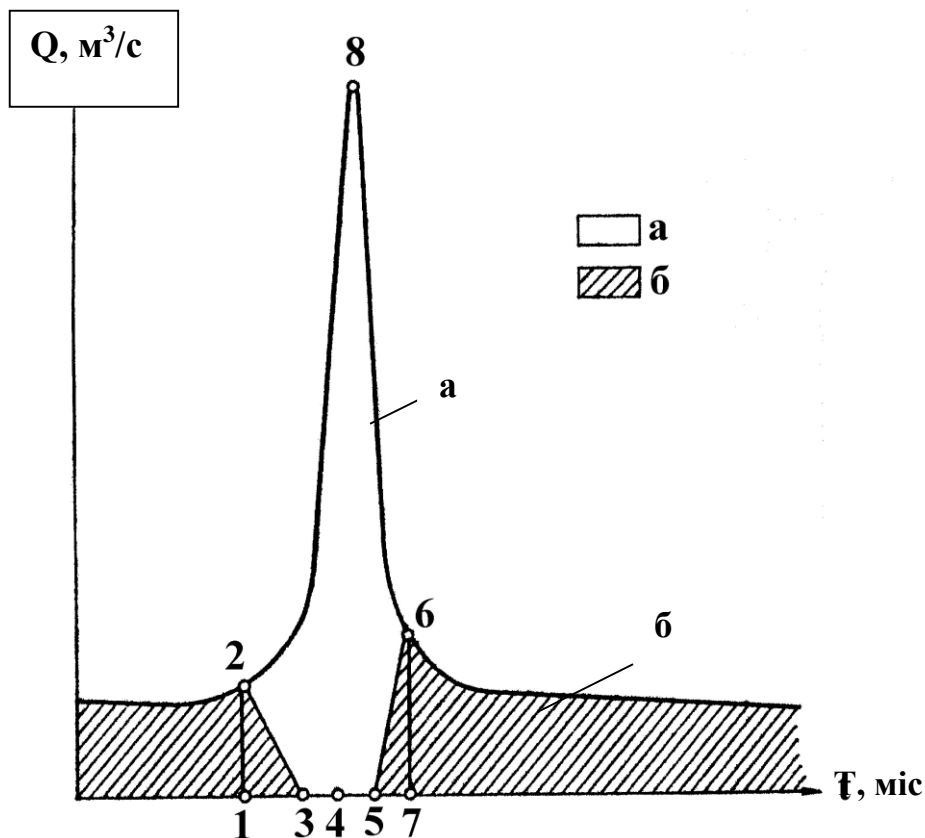


Рисунок 4.13 – Схема виділення підземного стоку на гідрографі річки при береговому регулюванні (за Б.І.Куделіним)

а – поверхневий стік; б – підземний стік з водоносних горизонтів, гідравлічно пов'язаних з річкою.

На великих басейнах через замикальний створ можуть ще надходити підземні води до русел річок з верхів'їв басейну. Час припинення стоку цих вод у замикальному створі (точка 3) визначається за даними про початок та кінець водопілля у верхній частині басейну та тривалості добігання руслових вод.

Швидкість добігання по головному руслу визначається за формулою або за швидкістю проходження піка водопілля, або відповідних характеристик рівнів за аналізом гідрографів для двох створів на тій же річці.

Надходження підземних вод до річкової мережі відновлюється у верхів'ї після закінчення водопілля (точка 4). Замикального створу ці води досягають залежно від швидкості добігання, за якою визначається положення точки 5. Збільшення підземного живлення відображає лінія 5-6.

Лінія 6-7 визначає на гідрографі підземний стік після берегового регулювання, а точка 6 відповідає початку межені.

За цією схемою на гідрографі можна виділити підземне живлення, а в період паводків – живлення від дощів або відлиг, якщо воно спостерігалось по всій довжині річки.

Розчленування гідрографа стоку за джерелами живлення для гірських річок зумовлено ще більшими труднощами, бо тут спостерігаються такі типи живлення – дощове, снігове, підземне та льодовикове. Виділення підземного та поверхневого живлення для гірських річок досягається шляхом зіставлення руху стоку, опадів та температури повітря протягом року [12].

#### **4.3.4 Класифікація річок за характером водного режиму і видами живлення**

**Класифікація О.І. Воейкова.** Перша класифікація річок за видами живлення та водного режиму була розроблена О.І. Воейковим у 1884 році. Ураховуючи, що найбільший вплив на водний режим річок має клімат, Воейков О.І. розробив класифікацію річок за результатами аналізу типів живлення річок і внутрішньорічного розподілу стоку залежно від кліматичних чинників: характеру атмосферних опадів, сніготанення та часткових втрат на випаровування. Тому схема Воейкова має назву **кліматичної класифікації річок**. Він виділив дев'ять типів, до яких входять водотоки зі сніговим живленням на рівнинах та у горах, з дощовими максимумами водності у теплий або у холодний періоди року, річки аридної зони, що пересихають, і тимчасові водотоки полярної зони.

**Класифікація річок Б.Д. Зайкова** розроблена у 1946 р. за характером водного режиму на основі аналізу річних гідрографів всіх річок колишнього СРСР. Річки поділені на три основні групи: I – з весняним водопіллям; II – з водопіллям у теплу частину року; III – з паводковим режимом.

**Річки першої групи** характеризуються періодично повторюваними із року у рік весняними водопіллями за рахунок танення снігу в їхніх басейнах.

У залежності від розмірів річок та їх місцеположення у період весняного водопілля проходить від 50 до 100% всього річного стоку. За характером весняного водопілля і режимом витрат води в решту часу року річки цієї групи підрозділяються на п'ять типів: казахстанський, східноєвропейський, західносибірський, східносибірський та алтайський.

Наприклад, більша частина річок (рівнинних) України за класифікацією Б.Д. Зайкова належить до східноєвропейського типу.

Водний режим характеризується у більшості випадків визначеним весняним водопіллям, низькою літньою межею з окремими дощовими паводками, незначним осіннім підвищенням стоку, низькою зимовою межею, яка інколи порушується паводками під час відлиги.

**Річки другої групи** характеризуються водопіллям у теплу частину року, яке зумовлено випаданням дощів або таненням високогірних снігів і льодовиків. Річки цієї групи поділяються на два типи: далекосхідний та Тянь-Шанський.

**Річки третьої групи** відзначаються частими короткочасними паводками у різну пору року та низьким стоком у міжпаводкові періоди. Річки цієї групи поділяються на три типи: причорноморський, кримський та північно-кавказький. Наприклад, до причорноморського типу відносять деякі з приток Дністра, що стікають з Карпат, на цих річках паводки відбуваються протягом року. Річки кримського типу характеризуються паводками у зимовий та весняний періоди, влітку та восени установлюється стійка межа, деякі річки пересихають.

**Класифікація річок М.І. Львовича.** В основу класифікації річок покладені дві ознаки: джерела живлення річок і внутрішньорічний розподіл стоку, які характеризують генезис стоку та зональні географічні закономірності водного режиму річок. Для кількісної оцінки кожного з джерел живлення М.І. Львович використовував метод розчленування гідрографів. Виділення снігового і дощового, льодовикового та високогірного снігового живлення виконувалось з урахуванням температури повітря і випадання атмосферних опадів. В основу типологічної схеми покладено сполучення джерел живлення річок з розподілом стоку по сезонах. Для території колишнього СРСР встановлено 20 типів водного режиму річок. При кількісній оцінці кожного з джерел живлення – снігового, дощового, льодовикового, підземного надається така градація: більше 80% річного стоку – „переважне значення”, від 50% до 80% - „збільшене”, не перевищує 50% - „змішане”.

**Класифікація річок П.С. Кузіна.** За основні ознаки взяті переважання типів живлення та особливості головних фаз водного режиму. Всі річки поділяються на три типи водного режиму (табл. 4.1).

Таблиця 4.1 – Основні типи водного режиму річок і їхній зв'язок з типами живлення

Основні типи водного режиму річок	Переважаючі типи живлення
I Річки з водопіллям	Снігове
II Річки з водопіллям та паводками	Снігове та дощове
III Річки з паводками	Дощове

Всі ці типи водного режиму річок мають і підземне живлення, яке забезпечує межені, на фоні якої формуються водопілля та паводки.

До I типу відносяться річки і тимчасові водотоки арктичної та напівпустельної зон холодного і помірного клімату; до II типу – річки тундрової, лісної та степової зон помірного клімату; до III типу – річки і тимчасові водотоки лісної та степової зон мусонного клімату, лісної, степної і пустельної зон субтропічного клімату.

Водний режим річок I типу характеризується водопіллям, яке повторюється щорічно; в межені на рівнинних річках спостерігається низький стік – до повного перемерзання та пересихання, паводки майже відсутні. Річки мають переважно снігове живлення.

Водний режим річок II типу характеризується водопіллям, яке повторюється щорічно, але в межені спостерігається підвищений стік, спостерігаються дощові паводки. Річки мають переважно снігове та дощове живлення.

Водний режим річок III типу характеризується короткочасними паводками, які у різних природних умовах властиві різним сезонам. Річки мають переважно дощове живлення.

Вся територія поділена на шість основних зон: арктичну, тундрову, лісову, степову, напівпустельну та пустельну. На основі цього поділу виконано гідрологічне районування та наведена характеристика режиму річок кожного району і підрайону (рівнинна чи гірська територія). У ній містяться дані про середній водний баланс та коефіцієнти стоку, максимальний і мінімальний стік, фази водного режиму, умови замерзання та пересихання [2, 12].

## **4.4 Рівневий режим та механізм течії річок**

### **4.4.1 Рівневий режим річок**

**Рівень води** – висота поверхні води водного об'єкта над умовною горизонтальною площиною, взятою для порівняння.

Рівні води в річках безперервно змінюються. Зміни (коливання) рівня пов'язані зі зміною кількості води, яка надходить до русла. В період зимової та літньої межні рівень води знижується, а в період весняного водопілля і зливових дощів – збільшується. Коливання рівня води головним чином пов'язане зі зміною об'єму води, який проходить через переріз русла, або зі зміною витрати води. Проте зустрічаються випадки, коли коливання рівнів визначаються іншими чинниками: підвищенням або зниженням дна русла внаслідок відкладення або розмиву наносів; наявність на річках гребель, які утворюють підпір і порушують природний

режим рівнів; заростання річки водною рослинністю, яка створює опір руху води і підвищення рівня; поява і наявність на річках льоду на поверхні води та у товщі живого перерізу; згінно-нагінні явища, особливо на пригирлових ділянках.

Зміна рівня води має велике господарське значення. Врахування режиму та можливих коливань рівня води необхідні під час будівництва мостів, гребель, гідроелектростанцій, доріг і населених пунктів.

Під час водопілля рівень у річках може підніматись на 10-15 м. Талі води мають невисоку мінералізацію й інтенсивно промивають річкові системи, у яких протягом зимових місяців накопичується значна кількість відмерлих організмів, органічних та мінеральних речовин, забруднювальних речовин антропогенного походження. При цьому інтенсивно розмиваються береги і у воду надходить значна кількість завислих частинок, вода стає менш прозорою. У меженний період водність річок значно зменшується, підвищується температура води та її прозорість, що впливає на розвиток органіки. Спостереження за рівнями води річок відбуваються на **гідрологічних постах** – пунктах на водних об'єктах, які обладнані для постійних гідрологічних спостережень.

#### 4.4.2 Характеристики рівневого режиму

За період багаторічних і безперервних спостережень на гідрологічних постах можна встановити характер коливань рівнів води річки і визначити: амплітуду коливань рівнів води, повторюваність та тривалість стояння рівнів, характерні рівні окремих фаз водного режиму річок.

Зображення характерного хронологічного ходу рівнів протягом року або в його окремі періоди (весняне водопілля, літня або зимова межень тощо) має **типовий графік** коливань рівнів.

Типовий графік будується за даними середніх величин рівнів і дат характерних точок за багаторічний період: 1) початок графіка; 2) найнижчий рівень зимової межени; 3) початок весняного підйому; 4) весняний льодохід; 5) найвищий весняний рівень; 6) кінець весняного водопілля; 7) найнижчий та найвищий літній рівень; 8) початок осіннього підйому; 9) найвищий осінній рівень; 10) кінець осіннього паводка; 11) початок осіннього льодоходу; 12) льодостав; 13) найвищий рівень після встановлення льодоставу; 14) кінець графіка (рис. 4.14).

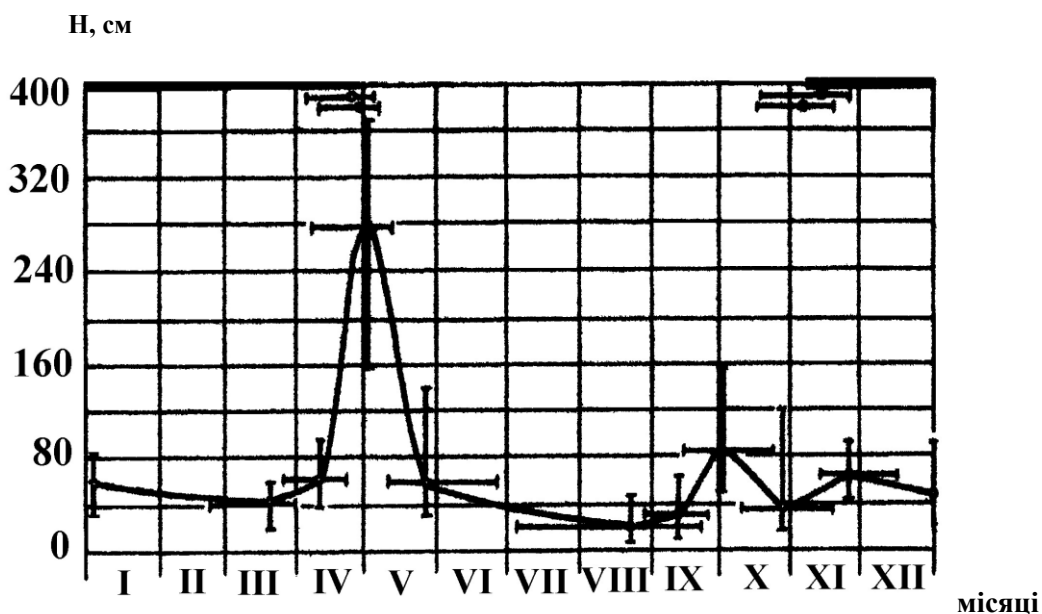


Рисунок 4.14 – Типовий графік коливань рівня води  
р.Медянки біля с.Ракитне

#### 4.4.3 Механізм течії річок

В природі існують два режими руху рідини: ламінарний та турбулентний. **Ламінарний рух** – паралельноструминий, під час постійної витрати води швидкість у кожній точці потоку не змінюється в часі, за значенням та напрямом. Рух залежить від в'язкості рідини, а опір руху пропорційний швидкості у першому степені. Перемішування у потоці мають характер молекулярної дифузії. Ламінарний рух зустрічається тільки в підземних водах, причому в однорідних малозернистих пластах з дуже невеликими швидкостями.

У річкових потоках рух – **турбулентний**. Характерною особливістю турбулентного режиму є пульсація швидкості. Тобто зміна її в часі у кожній точці за значенням та напрямом; ці коливання відбуваються за сталих середніх значень. Турбулентний рух не залежить від в'язкості рідини. Опір руху в турбулентних потоках пропорційний квадрату швидкості.

Перехід від ламінарного до турбулентного руху, і навпаки, відбувається при деяких співвідношеннях між швидкістю та глибиною потоку і виражається **числом Рейнольдса**:

$$Re = V_{сер} H_{сер} / \nu, \quad (4.19)$$

де  $Re$  - число Рейнольдса;

$V_{сер}$  - середня швидкість потоку, м/с;

$H_{сер}$  - середня глибина потоку, м/с;

$\nu$  коефіцієнт кінематичної в'язкості.

Для відкритих каналів критичні значення числа Рейнольдса, під час яких змінюється режим руху, перебувають у межах 300-1200. Якщо взяти  $Re = 360$ ,  $\nu = 0.01$ , то при глибині 10 см критична швидкість, за якої ламінарний рух переходить у турбулентний, дорівнює 0.40 м/с, а при глибині 100 см – 0.004 м/с. В природних потоках швидкість у багато разів більша, тому в природних потоках ламінарний режим не спостерігається.

Турбулентний характер руху води у річках зумовлює перемішування водної маси, інтенсивність його збільшується зі збільшенням швидкості течії. Це має велике гідрологічне та екологічне значення: температура, концентрація завислих та розчинених частинок вирівнюється за живим перерізом потоку.

**Рух води** в природних умовах відбувається під дією сили тяжіння за наявності поздовжнього уклону. Швидкість руху залежить від співвідношення складової сили тяжіння, паралельної лінії поздовжнього профілю та сили опору, яка виникає внаслідок внутрішнього тертя між частинками рідини, і тертя, що чинить рух маси води на дні. Величина складової сили тяжіння залежить від уклону водної поверхні, а сила опору – від характеру руху рідини (ламінарний, турбулентний) та ступеня шорсткості русла. У річкових потоках величина та напрям швидкості руху змінюється в часі як за живим перерізом, так і за довжиною річки. Виділяють такі види руху води в потоках: рівномірний, нерівномірний та неусталений.

При **рівномірному русі** швидкість течії, живий переріз, витрата води сталі по довжині потоку і не змінюються в часі. Такого виду рух спостерігається у каналах з призматичною формою.

Під час **нерівномірного руху** уклон, швидкість, живий переріз не змінюються в даному перерізі в часі, але змінюються за довжиною потоку. Цей вид руху спостерігається у річках в період межені при сталих витратах води, а також в умовах підпору, утвореного греблею.

За **неусталеного руху** уклон, швидкість течії, живий переріз на ділянці змінюються і в часі, і за довжиною. Неусталений рух характерний для річок під час водопілля та паводків [2, 12].

#### 4.4.4 Розподіл швидкості течії в річках

**Швидкість течії** – це шлях, пройдений частинками води потоку в одиницю часу, виміряний в метрах за одну секунду (м/с).

Швидкості течії у річках змінюються за глибиною та за шириною живого перерізу.

Криві зміни швидкості по вертикалі називаються **епюрами швидкості** (рис. 4.15).

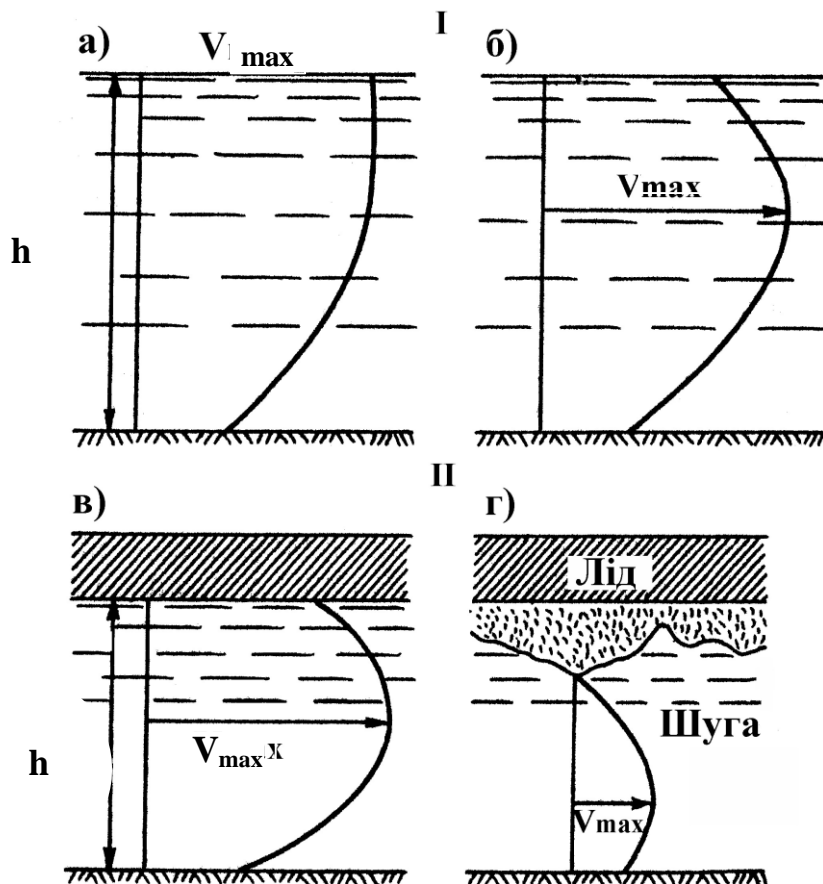


Рисунок 4.15 – Розподіл швидкості течії по вертикалі:

I – епюри швидкості в руслі, вільному від льодяного покриву:

а) за відсутності вітру; б) під час зустрічного вітру;

II – в руслі під льодяним покривом: в) за відсутності шуги;

г) за наявності шуги.

У період відкритого русла найбільша швидкість спостерігається на поверхні води та повільно зменшується до дна, поблизу якого вона найменша (рис. 4.15а).

Швидкість течії на ділянці перед різким підвищенням дна зменшується і біля дна іноді має нульові значення (рис. 4.15б).

Зменшення швидкості спостерігається у придонному шарі і за наявності водної рослинності, що значно збільшує шорсткість русла.

За наявності льодяного покриву максимальна швидкість спостерігається у середині глибини потоку (рис. 4.15 в,г), що зумовлюється додатковим тертям нижньої поверхні льоду.

Розподіл швидкості руху у перерізі річки можна визначати за допомогою **ізотаків** – ліній, які з'єднують у живому перерізі точки з однаковими швидкостями течії (рис. 4.16) [2, 4, 12].

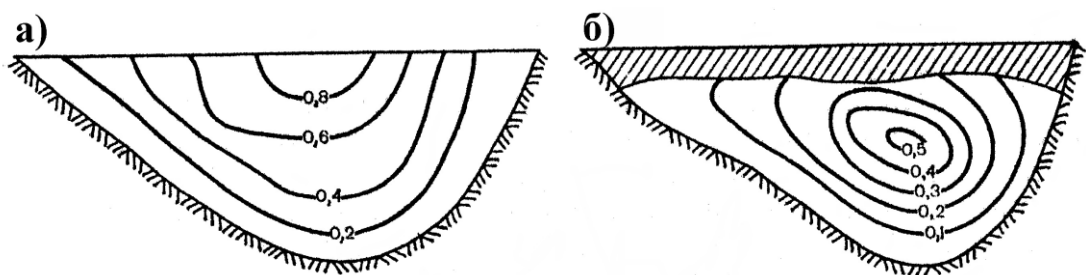


Рисунок 4.16 – Ізотакси при відкритій водній поверхні (а) та при льодяному покриві (б)

**Середня швидкість на вертикалі**  $V_{сер.верт}$  визначається діленням площі епюри швидкості на глибину вертикалі або за наявності вимірюваних швидкостей у характерних точках за глибиною ( $V_{пов}$ ,  $V_{0.2}$ ,  $V_{0.6}$ ,  $V_{0.8}$ ,  $V_{дон}$ ) за емпіричними формулами, наприклад:

$$V_{сер.верт} = 0.5(V_{0.2н} + V_{0.8н}) \quad (4.20)$$

**Середня швидкість** для живого перерізу річки при відсутності вимірювань визначається за формулою Шезі:

$$V_{сер} = C\sqrt{Ri} \quad (4.21)$$

де  $V_{сер}$  - середня швидкість потоку, м/с;

$R$  - гідравлічний радіус, м;

$i$  - уклон водної поверхні на ділянці річки, ‰;

$C$  – швидкісний коефіцієнт, який залежить від шорсткості русла та гідравлічного радіуса.

Параметр  $C$  називається **коефіцієнтом Шезі**. Для його визначення існує декілька емпіричних формул:

- Манінга 
$$C = \frac{1}{n} R^{1/6}, \quad (4.22)$$

де  $n$  - коефіцієнт шорсткості, визначається за таблицею;

- М. М. Павловського 
$$C = \frac{1}{n} R^y, \quad (4.23)$$

$y$  - показник степеня, який розраховується за формулами:

$$\text{при } R < 1 \text{ м} \quad y \approx 1.5 \sqrt{n}, \quad (4.24)$$

$$\text{при } R > 1 \text{ м} \quad y = 1.3 \sqrt{n}. \quad (4.25)$$

## 4.5 Річковий стік

### 4.5.1 Характеристики стоку

**Стік** – це переміщення води по земній поверхні, а також у товщі ґрунту та гірських порід у процесі кругообігу її в природі. Під час обчислення стік характеризується величиною, яка визначає кількість води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу, і виражається як об'єм  $W$ , модуль  $q$  чи шар стоку  $Y$ .

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

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

$$W = Q \cdot T, \quad (4.26)$$

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

$T$  – проміжок часу, с.

**Модуль стоку**  $q$  - кількість води, яка стікає з одиниці площі водозбору за одиницю часу; виражається в літрах або  $\text{дм}^3$  за секунду з  $1 \text{ км}^2$  площі басейну ( $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ - $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ) або в кубічних метрах за секунду з  $1 \text{ км}^2$  площі басейну ( $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ ).

Модуль стоку визначається із співвідношення:

$$q = Q \cdot 10^3 / F, \quad (4.27)$$

де  $F$  - площа водозбору,  $\text{км}^2$ ;

$10^3$  – коефіцієнт розмірності, якщо  $q$  - у  $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$  або  $q = Q / F$ , якщо  $q$  - у  $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ .

**Шар стоку**  $Y$  - кількість води в міліметрах, яка рівномірно розподіляється по площі  $F$  та стікає з водозбору за певний проміжок часу  $T$ :

$$Y = W / F \cdot 10^3 \quad (4.28)$$

де  $W$  - об'ємстоку,  $\text{м}^3$ , а  $F$  - площа водозбору,  $\text{км}^2$ .

Шар стоку за рік в міліметрах дорівнює:

$$Y = 31.54q, \quad (4.29)$$

де  $31.5 \cdot 10^6$  – кількість секунд в році;

$q$  - модуль стоку,  $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ .

**Коефіцієнт стоку** - відношення шару стоку  $Y$  з певної площі за деякий проміжок часу до шару опадів  $X$ , що випали на цю площу за той же проміжок часу:

$$\square \equiv \frac{Y}{X} ; 0 \leq \square \leq 1 \quad (4.30)$$

Коефіцієнт стоку – величина безрозмірна і характеризує частку опадів, яка бере участь у формуванні стоку.

Кількість завислих наносів, що проходять в одну секунду крізь поперечний переріз русла, називається **витратою наносів** ( $\text{кг}/\text{с}$ ). Сумарна кількість перенесених річкою наносів за деякий проміжок часу (місяць, рік тощо) називається **стоком наносів** (твердим стоком річок), вимірюється у тонах. Якщо середня витрата наносів за час  $t$  діб дорівнює  $R_n$ ,  $\text{кг}/\text{с}$ , то

$$\sum_1^t R_n = R_n \cdot t = 86.4 t R_n \quad (4.31)$$

Модулем стоку наносів називають стік наносів з 1 км<sup>2</sup> за час, зокрема, для року, т/км<sup>2</sup>

$$q_{R_n} = 31.54 \cdot 10^3 R_n / F \quad (4.32)$$

**Стік розчинених речовин** – це кількість неорганічних та органічних речовин, яку виносять річки в іонно-молекулярному або колоїдному стані з даної території за деякий проміжок часу (т/рік). Основну масу розчинених величин становить **іонний стік**  $R_i$ , який визначається мінералізацією річкових вод  $C$ :

$$R_i = A \cdot W \cdot C, \quad (4.33)$$

де  $A$  – коефіцієнт розмірності;

$W$  - об'єм стоку води, м<sup>3</sup>;

$C$  - концентрація іонів або їх сума, мг/дм<sup>3</sup>.

Характеристикою іонного стоку є модуль  $q_i$ , т/(км<sup>2</sup>·рік).

**Тепловий стік** – це кількість теплоти (Дж), принесеної водами за деякий проміжок часу:

$$S_{T.CT} = C \cdot \square \cdot W \cdot t, \quad (4.34)$$

де  $C$  - відповідно питома теплоємність, Дж/(кг·°C);

- густина води, кг/м<sup>3</sup>;

$W$  - об'єм стоку, м<sup>3</sup>;

$t$  – середня температура води за деякий проміжок часу, °C.

#### 4.5.2 Чинники формування стоку

Стік річок формується під впливом складної взаємодії фізико-географічних чинників, які поділяються на дві групи: **кліматичні** та **підстильної поверхні**.

До основних кліматичних чинників відносяться атмосферні опади, випаровування, температура повітря та ґрунту, вологість повітря, швидкість вітру. До чинників підстильної поверхні слід віднести геологічну будову, рельєф, ґрунти, рослинність, озерність, заболоченість.

Визначальний вплив на формування стоку річок мають кліматичні чинники – опади та випаровування. Для будь-якого водозбору чим більше опадів і менш випаровування, тим більший стік річок; при незначних опадах і більшому випаровуванні стік річок незначний або відсутній.

Стік річки залежить не лише від кількості опадів, а також від їхнього розподілу у часі. У весняний період танення снігу зумовлює виникнення водопілля, а внаслідок інфільтрації талих вод відбувається посилене живлення підземних вод. Процес формування дощових паводків визначається співвідношенням інтенсивності дощу, площі його розподілу, умов увібрання води ґрунтами, а також затримування води в озерних котловинах та інших пониженнях рельєфу. Якщо опади випадають влітку, їх значна частка випаровується й інфільтрується у ґрунт.

Випаровування з поверхні річкового водозбору складається з випаровування з поверхні водойм і ґрунту, а також транспірації. Випаровування визначається кліматичними факторами – опадами і температурою, складом ґрунтів, рослинністю тощо.

На процеси стоку впливає і температура повітря. З температурним режимом пов'язані процеси танення снігу, замерзання та скресання водойм, умови протікання води у руслах річок, випаровування тощо.

Вплив кліматичних чинників на формування стоку річок залежить від чинників підстильної поверхні, що зумовлюють втрати стоку та умови стікання води.

Геологічна будова і ґрунти зумовлюють інтенсивність просочування атмосферних опадів та істотно впливають на формування поверхневого і підземного стоку. Процеси інфільтрації опадів відбуваються інтенсивно у басейнах річок, складених водопроникними породами, вони акумулюють вологу і витрачають її для рівномірного живлення річок. Якщо русло не досягає водоносного горизонту, то живлення річок відбувається тільки за рахунок поверхневого стоку.

Близьке залягання водопроникних порід зумовлює процес заболочування; наявність карсту значно змінює гідрологічний режим річок.

Рельєф поверхні водозбору впливає на кількість, характер і розподіл опадів по території, температуру повітря та умови стікання води по поверхні. Вплив його на кількість атмосферних опадів виявляється в тому, що з підвищенням місцевості над рівнем моря до певної висоти кількість опадів збільшується. Ця закономірність добре простежується у гірських районах. Рельєф поверхні водозбору визначає нахил та густоту річкової мережі, а також впливає на стік за рахунок зміни швидкості течії води, відповідно з чим змінюються втрати стоку на випаровування та інфільтрацію. За інших однакових умов у басейнах з високими формами рельєфу хвиля весняного водопілля є більш різкою, а загальна тривалість

водопілля буде меншою, ніж у випадках плоского рельєфу, коли формується полого та розтягнута хвиля водопілля.

Вплив лісу на формування стоку має складний характер. З одного боку, ліс збільшує кількість горизонтальних опадів, внаслідок відмінності динамічної шорсткості лісних та безлісних територій. З іншого боку, ліс кронами дерев затримує частку опадів, яка потім випаровується. Ліс також сповільнює танення снігу, що спричиняє зниження максимальних витрат води та збільшення тривалості водопілля порівняно з менш залісеними територіями. Внаслідок високої інфільтраційної спроможності лісові ґрунти сприяють переходу поверхневого стоку у підземний. Тому внутрішньорічний розподіл стоку річок залісених водозборів має більш згладжений характер порівняно з безлісними.

Інша рослинність на водозборах затримує стікання води, що збільшує інфільтрацію вологи у ґрунтах. З іншого боку, з ґрунтів, покритих рослинністю, витрачається більше вологи на випаровування та транспірацію, ніж з території без рослинності.

Вплив озер на режим стоку проявляється неоднаково на різних річках. Стік річок, які протікають крізь озера, знижується внаслідок підвищеного випаровування з водної поверхні. Завдяки акумуляції води в озерах у багатоводні періоди та спрацювання її у маловодні, відбувається вирівнювання стоку річок у часі. Міра впливу озер на внутрішньорічний розподіл стоку залежить від місцеположення озер на водозборі. Озера у верхів'ях річок створюють менший вирівнюючий ефект, ніж озера, що розташовані у нижній течії річок [2,4,12].

Наявність боліт зумовлює зниження піку та зростання тривалості весняного водопілля, а також зниження дощових літніх паводків. При цьому зниження піку водопілля відбувається внаслідок сповільненого стоку, значних розливів і витрат вологи з поверхні боліт на випаровування.

#### **4.5.3 Рівняння водного балансу річкових водозборів**

Взаємозв'язок між стоком і фізико-географічними чинниками розкривається при вивченні стоку як елемента водного балансу.

Рівняння водного балансу річкового водозбору для будь-якого часу має вигляд:

$$X = E + Y \pm \square W, \quad (4.35)$$

де  $X$  - сума атмосферних опадів за розрахунковий період, мм;

$Y = Y_n + Y_g$  - повний річковий стік ( $Y_n$  - поверхневий,  $Y_g$  - ґрунтовий), мм;

$E$  - випаровування, мм;

$\square W$  - зміна запасів води в ґрунтах водозборів, а також у русловій мережі, озерах та болотах, розташованих у межах окремих водозборів.

Якщо у даному році сума атмосферних опадів більша за суму стоку і випаровування, має місце накопичення води на водозборі, а величина  $\square W$  має знак „+”, в протилежному випадку – знак „-”.

Для багаторічного періоду накопичення та витрати запасів води на водозборі взаємно компенсуються, тобто  $\pm \square W = 0$ , а опади, випаровування і стік відносяться до їх середнім значень ( $\bar{X}, \bar{E}$  і  $\bar{Y}$ ). Тоді:

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y}. \quad (4.36)$$

Це рівняння справедливе для випадку, коли поверхневий і підземний водозбори збігаються. При незбіганні цих водозборів може бути постійний приплив вод з сусіднього басейну або їх віддача  $W$ . Тоді рівняння (4.36) набуде вигляду:

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y} + \bar{W}. \quad (4.37)$$

З рівняння водного балансу випливає, що основними факторами формування стоку є кліматичні -  $X$  та  $E$ .

#### 4.5.4 Норма стоку

Основною та практично найбільш важливою характеристикою стоку будь-якої річки є його середнє значення за багаторічний період – **норма річного стоку**. Поняття норми є статистичною характеристикою, тобто середнім значенням за період такої тривалості, під час збільшення якої середнє суттєво не змінюється. Значення норми стоку визначається у вигляді витрати води, об'єму стоку, модуля стоку та шару стоку.

Поняття стійкості норми стоку є умовним, тому що при цьому вважається стійкість середніх багаторічних значень основних кліматичних чинників стоку (опадів та випаровування), а також незмінність фізико-географічних умов (рельєфу, ґрунтів, рослинності тощо).

Встановлено, що кліматичні умови на поверхні земної кулі характеризуються періодичними змінами. Ці коливання мають циклічний характер: вологі цикли чергуються з посушливими, а на зміну останнім знову приходять вологі. Крім циклічних коливань стоку, спричинених циклічними коливаннями кліматичних чинників, зміни стоку зумовлюються і господарською діяльністю людини. Тому при встановленні норми річного стоку потрібно враховувати закономірність у вигляді груп багатоводних або маловодних років різної тривалості і до розрахункового періоду внести однакову кількість замкнених циклів

(багатоводних і маловодних груп водності). Також необхідно перевіряти статистичну однорідність часових рядів, особливо в районах інтенсивної господарської діяльності.

Тривалість періоду спостережень за стоком річки є достатньою для встановлення розрахункового значення середнього річного стоку (норми), якщо цей період є репрезентативним (представницьким), а відносна середня квадратична похибка  $\square_Q$  не перевищує 10%.

Таким чином, поняття „**норма річного стоку**” – це середнє його значення стоку за багаторічний період, який включає декілька повних циклів коливань водності річок при незмінних географічних умовах і при однаковому рівні господарської діяльності на басейні річки.

Для невивчених річок норма річного стоку найчастіше визначається за допомогою карт з відповідними ізолініями (в л/(с·км<sup>2</sup>) або мм).

Принципова можливість побудови карт норми річного стоку впливає з рівняння водного балансу:

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E} , \quad (4.38)$$

де  $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}$  - відповідно норми стоку, опадів та випаровування.

Основні кліматичні чинники (опадів та випаровування) мають зональний розподіл, що особливо чітко простежується на рівнинних територіях. У гірських районах широтна закономірність розподілу кліматичних величин змінюється висотним їх розподілом. Якщо стік є функція кліматичних чинників, то він також підлягає закономірності безперервної та плавної зміни, як опадів і випаровування. Ці аргументи є основою до побудови карт ізоліній середнього річного стоку.

На відміну від метеорологічних величин, які належать до тієї точки простору, в якій вони вимірюються, стокові величини відрізняються інтегральним характером, тобто відносяться не до місця вимірювання стоку, а до геометричних центрів тяжіння водозборів.

Між сусідніми ізолініями стоку виконується лінійна інтерполяція, а якщо водозбір перетинають декілька ізоліній, то норма стоку обчислюється як середньозважене по площі:

$$\bar{Y}_{36} = \frac{\sum_{i=1}^n Y_{cep_i} \cdot f_i}{\sum_{i=1}^n f_i}, \quad (4.39)$$

де  $\bar{Y}_{36}$  - середнє зважене значення норми стоку для досліджуваного водозбору, л/(с·км<sup>2</sup>);

$Y_{сері}$  - середні значення норми стоку між сусідніми ізолініями, л/(с·км<sup>2</sup>);

$f_i$  - площі між відповідними ізолініями стоку, км<sup>2</sup>.

Для врахування місцевих умов (площі водозборів, залісеності, заболоченості, підземного живлення, карсту та ін.) вводяться уточнюючі коефіцієнти в норму стоку малих річок.

Крім того, враховуються забір води на зрошування, обводнення та перекидання води до сусідніх басейнів; скиди шахтних і промислових вод; агролісотехнічні, меліоративні заходи, які зумовлюють втрати стоку на випаровування й інфільтрацію.

Одна з останніх карт норми річного стоку річок України наведена на рис. 4.17. Відповідно до цієї карти максимальні модулі середнього річного стоку (до 20-30 л/(с·км<sup>2</sup>)) мають місце в Карпатах; підвищені значення (до 5 л/(с·км<sup>2</sup>)) спостерігаються у Кримських горах та у межах Донецького кряжу. На півночі України найбільш поширені значення – 3.0-4.0 л/(с·км<sup>2</sup>), на півдні вони знижуються до 0.2 л/(с·км<sup>2</sup>). У гірських районах, де має місце висотна поясність у зміні річного стоку, спостерігається зростання норми річного стоку з висотою і тому рекомендується визначати її за допомогою локальних зв'язків модулів стоку води і середньої висоти водозборів, які мають загальний вигляд:

$$\bar{q} = aH^m + b, \quad (4.40)$$

де  $a, b, m$  - емпіричні параметри, які враховують особливості фізико-географічних умов річкових водозборів, м;

$H$  - середня висота водозбору.

У довідковій літературі [4, 13] наведені формули для визначення параметрів гідрологічних залежностей модулів норми стоку від середньої висоти водозборів, які пропонуються для обчислення норми стоку річок гірських районів України.

#### 4.5.5 Мінливість річного стоку

У багаторічному розрізі стік коливається у досить широких межах. Мірою оцінки коливань річного стоку відносно його норми є **коефіцієнт варіації**, який чисельно дорівнює відносному середньому квадратичному відхиленню, тобто

$$C_V = \sigma_Q / \bar{Q}, \quad (4.41)$$



Рисунок 4.17 – Карта середнього багаторічного модуля стоку річок України,  $\text{л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$

де  $\square_Q$  - середнє квадратичне відхилення за період спостережень;

$\overline{Q}$  - норма стоку, м<sup>3</sup>/с.

Основною причиною коливань річного стоку є мінливість річних величин кліматичних чинників – опадів, випаровування та їх внутрішньорічний розподіл, що пов'язано з особливостями циркуляції повітряних мас.

При дослідженнях коливань річного стоку в часі та встановленні чинників, які визначають ці коливання, використовують рівняння водного балансу водозбору для інтервалу часу в один рік:

$$Y = X - E \pm \square W \quad (4.42)$$

Мінливість стоку  $Y$ , як видно з (4.42), залежить від мінливості річних опадів і випаровування та їх різниці  $(X - E)$ , а також від витрачання та поповнення ґрунтових вод  $(\pm \square W)$ .

Мінливість річного стоку також залежить від загальної водоносності річок і збільшується з півночі на південь (від зони надлишкового та достатнього зволоження до зони посушливого клімату). Важливим чинником, який визначає коливання річного стоку, є частка ґрунтового живлення у загальному стоці річок, яка має меншу мінливість, ніж поверхневі води. Ґрунтове живлення характеризується запасами води зони активного водообміну та глибиною їх залягання і визначає так звану природну зарегульованість стоку річок, яка зменшується у південному напрямі. Природна зарегульованість визначається також ємністю акумульованих підземних вод, яка в однорідних фізико-географічних умовах вважається пропорційною площі водозборів. Частка ґрунтового живлення визначається й іншими чинниками підстильної поверхні річкових басейнів, які зменшують поверхневий стік і збільшують підземний: характером і структурою ґрунтів, рослинністю тощо. Вплив зональних та азональних чинників на мінливість річного стоку зменшується зі збільшенням площі водозборів річок, які протікають у декількох географічних зонах.

Господарська діяльність справляє різний вплив на коливання річного стоку, порівняно з його природним станом. Великі водосховища з багаторічним регулюванням стоку та агротехнічні засоби, які зумовлюють зменшення поверхневого стоку, а також скиди шахтних вод і перекидання води з інших басейнів знижують коливання річного стоку. Безповоротні втрати води при перекиданні її в інші басейни на водопостачання та зрошення збільшують мінливість річного стоку.

Таким чином, основні чинники коливань річного стоку (опадів, випаровування та підземний стік річок) мають зональний характер, який

визначає зональність мінливості річного стоку, і коефіцієнти мінливості (варіації) річного стоку визначаються за допомогою карт. На рис. 4.18 наведена карта коефіцієнтів мінливості річного стоку річок України [4,13].

Мінливість річного стоку зростає з півночі на південь від 0.4-0.5 у Поліссі до 0.8-1.0 – на півдні. Дещо меншою – до 0.3, є мінливість стоку в Карпатах, а також на Донбасі (до 0.4), де річки мають додаткове надходження вод із шахт, каналів та водоводів.

#### **4.5.6 Внутрішньорічний розподіл стоку**

Розподіл стоку протягом року (по сезонах, місяцях, декадах) відображує характерні особливості водного режиму річок і залежить від джерел живлення і зміни співвідношення складових водного балансу протягом року.

Основним чинником внутрішньорічного розподілу стоку є кліматичні умови: опади, випаровування, температура повітря та їхній розподіл протягом року. Наприклад, великі снігозапаси визначають і високі шари весняної повені, мале випаровування влітку сприяє високому стоку межені за рахунок дощів. На півдні літні дощі витрачаються переважно на випаровування, і річки живляться опадами холодного періоду, а тому мають нерівномірний стік протягом року. Зі збільшенням частки дощового та ґрунтового живлення внутрішньорічний розподіл стоку стає більш рівномірним. Різночасність танення снігу в горах по висотних зонах розтягує водопілля у часі, має більш рівномірний характер розподілу стоку в цей період, ніж на рівнинних річках. Якщо опади випадають у рідкому стані, то внутрішньорічний розподіл стоку визначається режимом опадів та умовами, які сприяють формуванню стоку: спроможність ґрунтів поглинати вологу, що залежить від фізичних властивостей ґрунтів і їх зволоженості, пов'язаної з температурним режимом повітря.

Температурний режим у зимовий період визначає глибину промерзання ґрунтів, перемерзання ґрунтового живлення, зимову межені та перемерзання річок.

Зміна внутрішньорічного розподілу стоку залежить від широтної зміни кліматичних умов. Лісистість, заболоченість, ґрунтовий покрив і озерність теж підлягають кліматичній зональності, тому розподіл стоку річок у часі або форма гідрографів відображає комплекс фізико-географічних умов, характерних для певної ландшафтною зони. Найбільший вплив на перерозподіл річкового стоку протягом року справляють озера, які затримують надлишок стоку в період водопілля та дощових паводків, за рахунок чого збільшують меженний стік річок.

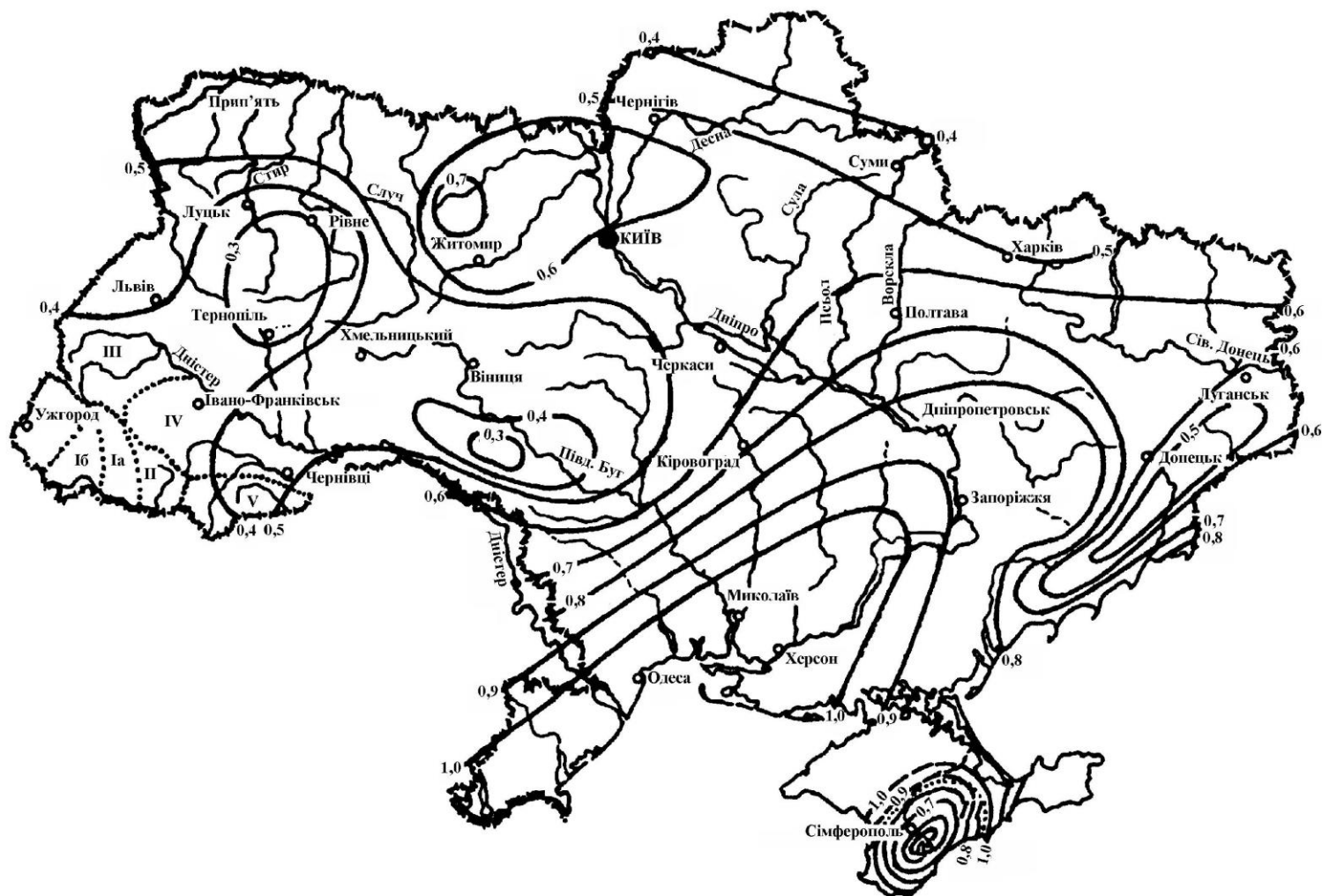


Рисунок 4.18 – Карта мінливості річного стоку річок України

Регулюючий вплив озер залежить від їх розміру та розташування в басейні річки.

Регулююча здатність озер збільшується з їх глибиною і зменшується з віддаленістю озера вгору за течією від замикального створу. Проточні озера сприяють рівномірності стоку протягом року. Аналогічно озерам регулюючий вплив на стік мають заплава, які затоплюються в період водопілля і затримують частку стоку, який потім повільно надходить в річку. В результаті цього відбувається перерозподіл стоку із періоду водопілля у літню межень.

Болота також сприяють більш рівномірному розподілу стоку протягом року в залежності від типу болота та його гідрологічного режиму. На заплавах болот, які мають плоский рельєф, значні об'єми води акумулюються у період водопілля, а потім повільно надходять у руслову мережу. На зниження літніх паводків основний вплив має поглинальна здатність торф'яників, у яких вологість менша ніж навесні. У більшості заболочених річок спостерігається зниження витрат води під час водопілля та дощових паводків, але у період межені може не спостерігатися збільшення стоку за рахунок великого випаровування з поверхні боліт.

Ліс, лісові смуги та інша рослинність сприяють більш рівномірному залягання снігового покриву і менш інтенсивному сніготаненню, а також більш повільному поверхневому стоку дощових і талих вод. За рахунок великої інфільтраційної спроможності лісових ґрунтів поверхневий стік зменшується, а ґрунтове живлення річок збільшується. У лісі пізніше починається та повільніше відбувається процес танення снігу, тому весняне водопілля має більшу тривалість і знижені максимуми, а меженний стік – підвищений.

Геологічні умови: склад гірських порід і умови їх залягання чинять великий вплив на режим підземного стоку, який є значною часткою живлення річок. В зимовий період більшість річок переходять на ґрунтове живлення. Кількість води, що надходить в підземні шари, залежить від водопроникності порід верхніх шарів землі.

Водопроникні породи сприяють просочуванню та накопиченню води у підземних шарах, яка дуже повільно підземними шляхами надходить у річку. Тому підземний стік вирівнює режим річного стоку протягом року.

Регулюючий вплив на внутрішньорічний розподіл стоку має площа водозбору, його форма, а також напрям течії річки. Зі збільшенням площі водозбору має місце підсумовування стоку з окремих частин басейну, які можуть розрізнятися за умовами внутрішньорічного розподілу стоку, що зумовлює загальне вирівнювання режиму стоку. При витягнутій та розгалуженій формі водозбору відбувається неодночасне добігання стоку з його окремих частин, це призводить до розтягування весняного

водопілля і вирівнювання стоку, що характерно для великих водозборів. Аналогічний вплив справляє напрям течії річки. Якщо велика річка тече з півночі на південь, то в її нижній течії водопілля настає раніше, ніж у верхній і тому тривалість водопілля у пониззі розтягується у часі. Навпаки, при напрямі течії з півдня на північ відбувається накладання у часі хвиль водопілля, що спричиняє різкий підйом піку водопілля та зменшення його тривалості. Господарська діяльність має значний та різний вплив на зміну внутрішньорічного розподілу стоку. Більшість комплексів водогосподарських об'єктів передбачають регулювання стоку річок і водного балансу басейну. Регулятором стоку виступають водосховища сезонного та багаторічного регулювання. Вирівнюванню стоку сприяють такі заходи як меліорація перезволожених земель, травопільні сівозміни, полезахисні лісові смуги тощо, які сприяють поповненню запасів ґрунтових вод і збільшують ґрунтове живлення річок. Нерівномірність розподілу стоку протягом року спричиняє труднощі для водопостачання, судноплавства, гідроенергетики, зрошування та ін. [4, 13].

#### 4.6 Річкові наноси і руслові процеси

##### 4.6.1 Енергія та робота річок

Вода, що стікає по поверхні землі і переноситься річками під дією сили тяжіння, безперервно здійснює роботу, тобто має енергію, яка залежить від швидкості руху та кількості маси води. Потенціальна енергія  $E$  (Дж) на ділянці протяжністю  $L$  (км) та при падінні  $H$  (м) дорівнює:

$$E = \rho \cdot g \cdot Q \cdot t \cdot H, \quad (4.43)$$

де  $\rho$  - густина води,  $\text{кг/м}^3$ ;

$g$  - прискорення сили тяжіння,  $\text{м/с}^2$ ;

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

$t$  - час, с.

Підставивши у формулу (4.43) значення  $\rho = 1000 \text{ кг/м}^3$  і  $g = 9.81 \text{ м/с}^2$ , отримаємо

$$E = 9.81 \cdot 10^3 \cdot Q \cdot t \cdot H \quad (4.44)$$

Потужність водотоку  $N$  (кВт або Дж/с) на ділянці становить:

$$N = \frac{E}{t} = 9.81 \cdot 10^3 Q \cdot H, \quad (4.45)$$

В енергетиці потужність вимірюють в кВт, тоді:

$$N = 9.81 \cdot Q \cdot H \quad (4.46)$$

Енергія води у природних умовах витрачається на подолання внутрішнього тертя між частинками води, тертя об земну поверхню, дно та береги русла, на перенос наносів у завислому і рухомому стані, на перенос розчинених речовин. Частина енергії водного потоку розсіюється у ньому у вигляді теплоти, а інша, менша – витрачається на розмивання ґрунту та його перенесення. [1, 9].

#### 4.6.2 Формування річкових наносів

**Річкові наноси** – тверді частинки, утворені внаслідок розмивання русел і ерозії водозборів, що їх переносять водотоки та течії у водоймі.

Річкові наноси утворюються з продуктів вивітрювання, денудації та ерозії гірських порід і ґрунтів. **Водна ерозія** – найбільш активний процес збагачення річки наносами – розмивання земної поверхні під дією текучих вод. Водна ерозія поділяється на схилу та руслову. **Схилова ерозія** – розмив і змив ґрунтів і гірських порід сніговими та дощовими водами, які стікають зі схилів. **Руслова ерозія** – розмиви водними потоками, які протікають в руслах річок, породах дна, берегах русла і схилах долин.

На схилах водозборів текучі води розмивають поверхню ґрунтів і переносять мінеральні частинки та розчинені речовини до ланок тимчасово діючої гідрографічної мережі – лощовин, суходолів, а потім до річок. Русловий потік в процесі руслової ерозії перетворює й саме русло. Продукти руйнування разом з матеріалом, що надходить зі схилів водозборів, переміщується вниз за течією на деяку відстань. Дія водного потоку на русло проявляється у вигляді трьох стадій: руйнування ґрунтів – **ерозії структури**, переміщення наносів – **транспорту** та відкладання наносів – **аккумуляції** [4,12]. В природних умовах ці стадії можуть спостерігатися одночасно вздовж річки або може переважати одна стадія над іншою. Наприклад, ерозія переважає над аккумуляцією або, навпаки, аккумуляція переважає над ерозією, або вони взаємно компенсуються.

Інтенсивність водної ерозії залежить, насамперед, від енергії текучих вод та опірності розмиву поверхні, по якій ці води стікають. Енергія текучих вод залежить від витрат води і падіння, тому в гірських районах вона при однакових значеннях стоку більш виразна, ніж на рівнинних

річках. Опірність поверхні землі розмиву залежить від природної спроможності поверхні (властивості ґрунтів і порід, рослинного покриву тощо).

На формування річкових наносів впливають інтенсивність дощів і сніготанення, стік води і особливо його часова нерівномірність протягом року. Рівномірні та тривалі опади не спричиняють великого змиву, тому що вода повільно стікає при значних втратах її на випаровування та просочування у ґрунт. Інтенсивні зливи стікають з великими швидкостями і збільшують змив з водозборів. У районах зі значним поверхневим стоком, але незначним рослинним покривом і великими нахилами земної поверхні, ерозія протікає найінтенсивніше.

Рослинність охороняє поверхню ґрунту від руйнування. Знищення рослинного покриву (вирубки, пожежі тощо) призводить до посилення ерозійних процесів.

Водна ерозія є однією з головних причин зниження родючості ґрунтів, їх деградації, погіршення екологічного стану річок: замулення продуктами ерозії долин балок і річок, забруднення змитими добривами та отрутохімікатами. Проблема охорони ґрунтів від ерозії актуальна у тих районах, де вздовж берегів річок не виконуються охоронні заходи. За даними практично всі схилі орні землі України ерозійно небезпечні, на них необхідне проведення протиерозійної організації території на основі ґрунтозахисної, ресурсозберігаючої, біологічно чистої, екологічно безпечної системи землеробства. Для охорони довкілля необхідне створення комплексу заходів щодо захисту ґрунтів від ерозії: агротехнічних, лісомеліоративних, гідротехнічних та ін.

Таким чином, інтенсивність ерозії і формування річкових наносів знаходиться під впливом фізико-географічних (кліматичні умови, стік, характер і розподіл ґрунтів та рослинності, рельєф тощо) чинників, а також господарської діяльності.

#### 4.6.3 Основні характеристики річкових наносів

Річкові наноси поділяють на завислі і рухомі (донні). **Завислі** – це наноси, які у завислому стані переносить водний потік. **Рухомі** – наноси, переміщувані водним потоком у придонному шарі, які рухаються, ковзаючись, перекочуючись чи стрибками. Такий поділ є умовним: одні й ті ж наноси залежно від швидкості течії потоку і розміру наносів можуть перебувати у завислому чи рухомому стані.

Наноси поділяють на **транзитні** та **руслоформувальні**. Дрібні фракції наносів переносяться до гирла річки транзитом, а більші, залежно від гідравлічних властивостей потоку (уклону, швидкості течії, глибини)

можуть переноситись у завислому або рухомому стані. Більша частина завислих наносів є транзитною, а переважна частка рухомих – руслоформувальні.

Переміщення наносів під час поверхневого стоку води характеризує **стік наносів**. Кількість наносів (кг), перенесених річкою через поперечний переріз в одиницю часу (с), називається **витратою наносів** ( $R$ , кг/с).

Сумарна кількість наносів, перенесена річкою через поперечний переріз за деякий проміжок часу (добу, місяць, рік), називається **стоком наносів** або **твердим стоком річок** і виражається у тоннах ( $W_R$ , т).

При середній витраті наносів  $R$  (кг/с) за час  $t$  (д)

$$W_R = 86.4 \cdot t \cdot R \quad (4.47)$$

**Модулем стоку наносів** називається стік наносів з 1 км<sup>2</sup> за деякий час, зокрема, для року

$$q_R = 31.5 \cdot 10^3 R / F, \quad (4.48)$$

де  $F$  - площа водозбору, км<sup>2</sup>;

$q_R$  - модуль стоку наносів, т/км<sup>2</sup> на рік.

Кількість завислих наносів (г), що міститься в одиниці об'єму води (1 м<sup>3</sup>), називається **мутністю** (г/м<sup>3</sup>).

Важливою характеристикою наносів є їх гранулометричний склад, тобто розподіл наносів за фракціями – від валунів і гальки до дрібних частинок. Середня крупність наносів ( $d_{cep}$ ) характеризується середнім зваженим діаметром частинок

$$d_{cep} = (\sum d_i P_i) / 100, \quad (4.49)$$

де  $d_i$  - середній діаметр частинок даної фракції, мм;

$P_i$  - процентна кількість (за вагою) кожної з фракцій.

За відсутності даних вимірювань середньорічні витрати річкових наносів визначають за залежностями вигляду

$$R = K_R J Q^{n_R}, \quad (4.50)$$

де  $R$  - витрата наносів річки, кг/с;

$K_R$  - ерозійний коефіцієнт;

$Q$  - витрата води, м<sup>3</sup>/с;

$J$  - уклон водозбору, ‰;

$n_R$  - показник степеня, який змінюється від 2 (рівнинні річки) до 3 (гірські річки).

На залежність (4.47) впливає господарська діяльність: будова гребель – звичайно знижує стік наносів; каналізування русел – підвищує стік наносів; меліорація заплав призводить до збільшення стоку наносів; обвалування річок – суттєво підвищує стік наносів. Чим більше водність річок, тим меншу роль відіграють заходи, здійснені у заплаві, та більшу роль у межах русла [ 6].

Зависання твердих частинок у річному потоці здійснюється його турбулентним рухом, зумовленим вертикальною складовою швидкості потоку. Якщо вертикальна складова швидкості течії більша за гідравлічну крупність частинок, останні будуть знаходитися у завислому стані. При зворотному співвідношенні частинки будуть падати на дно і почнеться акумуляція наносів або їх рух по дну. Вертикальна складова швидкості збільшується з ростом ступеня турбулентності потоку, тобто зі збільшенням швидкості потоку. Чим більша швидкість, тим крупніші частинки будуть знаходитися у завислому стані.

У напрямку вниз за течією, коли швидкості потоку зменшуються, будуть зменшуватиметься і розміри частинок у завислому стані, а акумуляція наносів - збільшуватися. Таким чином, гранична маса наносів певної гідравлічної крупності, яка відповідає умові рівноваги процесів розмивання та відкладання за даного гідравлічного режиму потоку, називається **транспортувальною здатністю потоку**.

Транспортувальна здатність потоку визначається через середню мутність або витрату завислих наносів. Вона дорівнює тій максимальній витраті наносів, за якої осідання та розмив наносів на зазначеній ділянці річки перебувають у рівновазі.

#### 4.6.4 Рух річкових наносів

**Завислі наноси** – це тверді частинки, які переносить водний потік у завислому стані. Тверда частинка з питомою вагою, більшою за питому вагу води, занурена в нерухому воду, починає опускатися. Швидкість її падіння спочатку зростає, а потім є сталою – рух її стає рівномірним, тобто настає такий момент, коли рушійна сила (сила тяжіння) і сила гідродинамічного опору врівноважуються. Швидкість рівномірного падіння твердих частинок у нерухомій воді називається **гідравлічною крупністю** ( $U$ , м/с).

Гідравлічна крупність частинки залежить від її геометричних розмірів, форми, питомої ваги, в'язкості та густини води.

Для визначення гідравлічної крупності частинок є різні формули і залежності (В.Н. Гончарова, Д.С. Стокса та ін.). Найбільш проста з них формула Хазена:

$$d = 0.00255 \sqrt{U}, \quad (4.51)$$

де  $U$  - гідравлічна крупність, м/с;

$d$  - розмір частинок, мм.

А.В. Караушев запропонував дещо інші залежності:

для частинок з  $d \leq 0.15$  мм

$$U = K_L \frac{(\gamma_s - \gamma) d^2}{\mu}; \quad (4.52)$$

для частинок з  $d \geq 1.5$  мм

$$U = K_T \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}} d, \quad (4.50)$$

де  $\gamma_s$  та  $\gamma$  - питома вага відповідно частинок і води;

$\mu$  - коефіцієнт молекулярної в'язкості води;

$K_L$  і  $K_T$  - коефіцієнти пропорційності з урахуванням форми частинок.

**Рухомі наноси** переміщуються водним потоком у придонному шарі. Їхний рух по дну зумовлений придонною швидкістю течії води. Тверді частинки, що лежать на дні, піддаються силі гідродинамічного тиску, яка пропорційна швидкості придонної течії. Придонна швидкість течії, при якій починається рух частинок певних розмірів, називається **початковою швидкістю донного руху**. Закономірність між донною швидкістю потоку і розмірами частинок описується **формулою Ері**

$$W = AV^6, \quad (4.54)$$

де  $W$  - вага частинки, що рухається потоком, г;

$V$  - швидкість потоку, м/с;

$A$  - коефіцієнт пропорційності.

Формула Ері показує, що в процесі підвищення швидкості потоку, наприклад, у 3 рази, вага частинки збільшиться у 729 раз. Ось чому на рівнинних річках рухомі наноси складаються переважно з піску різної крупності, а гірські потоки переносять гравій, гальку і, навіть, великі валуни.

У практичних розрахунках від придонної швидкості потоку переходять до середньої швидкості на вертикалі, при цьому необхідно враховувати глибину потоку.

Зі збільшенням глибини потоку збільшується і середня швидкість, при якій починається переміщення наносів. Для розрахунку такої швидкості запропоновано декілька формул, зокрема, Г.І. Шаповим

$$V_{поч} = 4.4d^{1/3}H^{1/6}, \quad (4.52)$$

де  $V_{поч}$  - початкова швидкість донного руху, м/с;

$d$  - середній діаметр частинок, мм;

$H$  - середня глибина потоку, м.

Кількість рухомих наносів у рівнинних річках невелика, бо вони транспортують в основному завислі наноси. У гірських річках частка рухомих наносів досить значна і при великих швидкостях становить основну частину твердого стоку річки.

Стрімкий потік великої руйнівної сили на басейнах гірських річок, який складається із суміші води, крихких, ламких порід і виникає внаслідок інтенсивних дощів чи танення снігу, а також прориву завалів і морен, називається **селем**.

Формуються селі в гірських районах з континентальним та відносно посушливим кліматом, який сприяє інтенсивному вивітрюванню гірських порід та накопиченню великих мас матеріалу протягом тривалого часу.

Основними параметрами селевих потоків є їхня динамічна дія на русло, щільність, швидкість руху, об'єм виносу матеріалу, його гранулометричний склад і витрата води. Щільність селю становить від 100 до 2500 кг/м<sup>3</sup>. Швидкість течії селевих потоків змінюється залежно від потужності та уклону русла від 2 до 10 м/с і більше. Максимальні витрати досягають декількох тисяч кубічних метрів за секунду, об'єм – до мільйонів кубічних метрів, маса окремих валунів – десятків тонн.

Швидкість руху селевих потоків обчислюється за емпіричними формулами вигляду:

$$V_{сеп} = A \cdot H_{сеп}^{0.5} \cdot J^{0.33}, \quad (4.56)$$

де  $V_{сеп}$  - середня швидкість селевого потоку, м/с;

$H_{сеп}$  - середня глибина потоку, м;

$J$  - поздовжній уклон поверхні потоку, ‰;

$A$  - об'ємна концентрація твердого матеріалу.

Селі відносяться до небезпечних явищ природи. Способом захисту від них є побудова відповідних захисних гідротехнічних споруд.

В Україні селеві потоки спостерігаються в Карпатах на висотах до 1000 м над рівнем моря - у долинах з крутими схилами, особливо в місцях, де пошкоджено природний рослинний покрив. У Криму селеві потоки формуються під час злив і охоплюють водозбори, головним чином, до 100 км<sup>2</sup>. На річках північних схилів Головного пасма селеві потоки охоплюють верхів'я річок. У яружних районах після великих злив виникають потоки з великою концентрацією наносів. В межах Канівської дислокації після великих злив водні потоки мають мутність води до 500 кг/м<sup>3</sup> і більше [4, 8,9].

#### **4.6.5 Режим стоку наносів**

Найголовнішими чинниками формування стоку наносів є характер атмосферних опадів, рослинність, властивість ґрунтів і рельєфу, розораність й еродованість території, глибина врізу річкової долини, зарегульованість річкового стоку та інші. В залежності від цих чинників стік річкових наносів змінюється у широкому діапазоні.

Кількість наносів в одиниці об'єму води річки визначає різну мутність річкової води. Вона змінюється по живому перерізу: як правило, зростає від поверхні до дна внаслідок зростання крупності наносів. Нерівномірність розподілу наносів має місце на ділянках з інтенсивним розмивом. Розподіл наносів за шириною та довжиною річки змінюється залежно від напрямку течії, місцевих розмивів русла і берегів, впадання приток тощо.

Найбільша мутність на рівнинних річках спостерігається під час весняного водопілля, коли відбувається інтенсивний змив ґрунтів зі схилів річкового водозбору, а найменша – у зимовий період, коли річки переходять на підземне живлення.

Спостерігається випередження у часі наростання витрат наносів порівняно з витратами води, максимум витрати наносів настає раніше від вершини водопілля. На невеликих річках час максимуму витрат наносів збігається, а інколи найбільша мутність спостерігається після проходження максимальної витрати води, внаслідок швидкого формування стоку.

Для гірських річок з дощовим живленням характерний збіг максимумів мутності й витрат води також внаслідок швидкого формування стоку, концентрації води і продуктів змиву з водозбору.

Під впливом зональних чинників (кліматичні умови, ґрунти і рослинність) розподіл стоку наносів річок характеризується географічною зональністю.

Азональні чинники (рельєф, літологічний склад порід та ін.) порушують зональність. На розподіл стоку наносів впливає також господарська діяльність: будівництво водосховищ і ставків, вирубання лісу, розораність, поширення просапних культур тощо.

Стік наносів в Україні змінюється у широкому діапазоні: від 5-10 т/рік з 1 км<sup>2</sup> на річках Полісся і Придніпровської низовини, до 100-200 т/рік з 1 км<sup>2</sup> – на гірських річках Карпат та Криму. Найбільша мутність води (до 1000 г/м<sup>3</sup>) спостерігається на річках Гірського Криму і Карпат (до 500 г/м<sup>3</sup>). Найменша мутність води (<20 г/м<sup>3</sup>) - на річках Полісся (рис.4.19) [4,8,9].

#### 4.6.6 Руслові процеси та їх типізація

**Руслові процеси** – це сукупність явищ, що виникають при взаємодії потоку та ґрунтів і визначають розмиви русел, транспорт й акумуляцію наносів. Всі природні водотоки протікають в руслах, які зазнають безперервних змін. Процес їх переформування відбувається внаслідок постійної взаємодії потоку і русла.

Невід’ємною складовою руслових процесів є **руслові деформації** – зміна розмірів і положення в просторі русла річки і руслових утворень, зумовлених відкладанням наносів. Якщо кліматичні умови та властивості підстильної поверхні водозбору зумовлюють об’єм і режим рідкого і твердого стоку, то руслові деформації залежать і від уклону русел, який впливає на швидкість течії, і від характеру ґрунту русла та річкової долини.

В залежності від розвитку руслових процесів відносно напрямку сили тяжіння виділяють три види руслових деформацій:

1)**вертикальні**, що спричиняють трансформацію поздовжнього профілю річки і зміну відміток дна русла;

2)**горизонтальні**, пов’язані з переміщенням русла у плані та розмивами берегів;

3)**переміщення алювіальних пасом**, яке зумовлює формування кіс, перекатів та обмілин.

**Вертикальні руслові деформації** пов’язані із процесами вирівнювання транспортувальної здатності потоку і визначаються коливанням базису ерозії, кліматичними змінами, тектонічними рухами. Вони зумовлені трансформацією питомої енергії живого перерізу потоку і втратами напору, які пов’язані із затратами енергії на рух води. Кінцевим результатом загальних вертикальних деформацій є річкові долини з їхніми терасами й алювіальними товщами чи акумулятивні алювіальні долини.

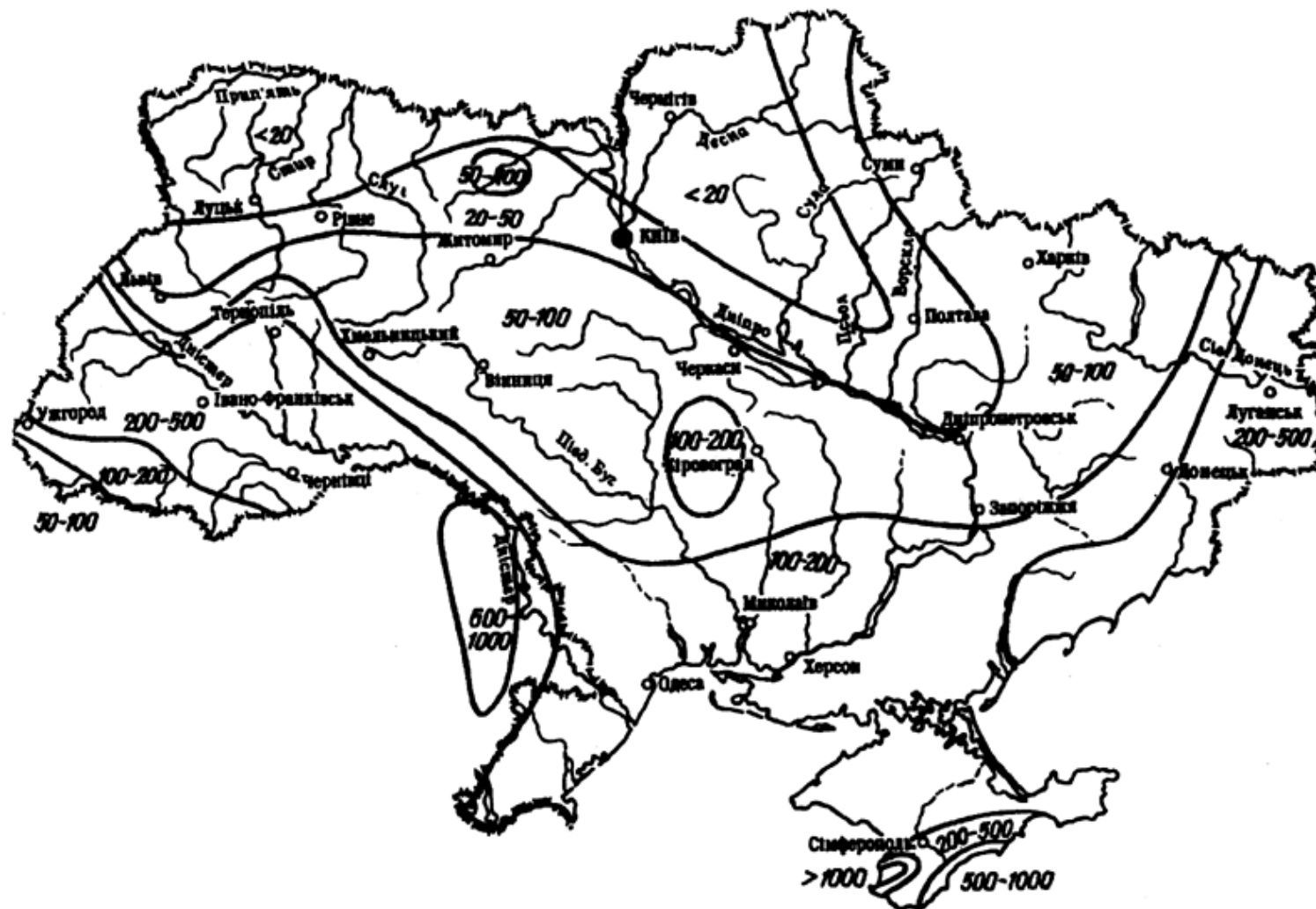


Рисунок 4.19 – Карта мутності річок України, г/м<sup>3</sup>

**Горизонтальні руслові деформації** є плановими переміщеннями русла або боковою ерозією. Основними визначальними умовами для цих процесів є кінематична структура потоку і геолого-геоморфологічні умови формування русел, які зумовлюють утворення і розвиток різних типів і форм русел, їхньої деформації, яка супроводжується розмивами берегів чи акумуляцією наносів.

Для горизонтальних деформацій більш характерні періодичні зміни, пов'язані з виправленням (проривами) звивин і подальшим їхнім розвитком.

**Рух донних наносів** – найхарактерніший вид руслових деформацій, які виникають незалежно від розвитку вертикальних чи горизонтальних змін у руслі. Транспорт наносів у вигляді пасом є універсальним процесом, характерним для усіх річок (крім гірських).

За характером руслових і заплавних деформацій М.Є. Кондратьєвим та І.В. Поповим виділені такі **типи руслового процесу** (рис. 4.20).

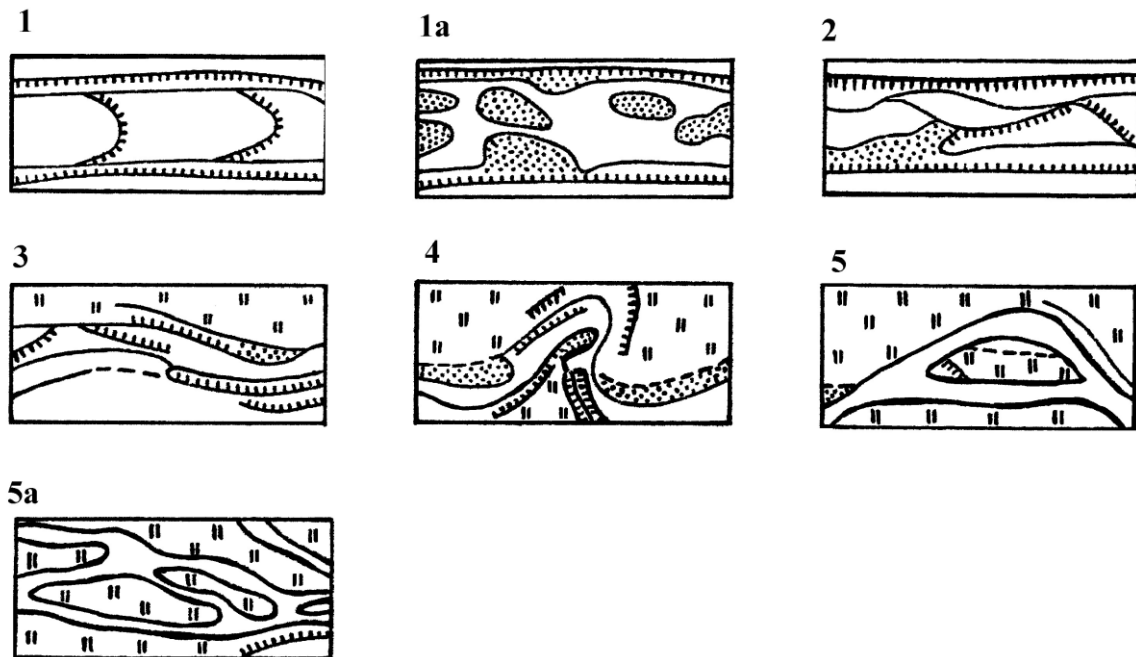


Рисунок 4.20 – Типи руслового процесу  
(за М.Є.Кондратьєвим та І.В.Поповим):

- 1 – стрічкопасмовий; 1a – осередковий тип або руслова багаторукавність;  
2 – побічний; 3 – меандрування обмежене; 4 – меандрування вільне; 5 – меандрування незавершене; 5a – заплавна багаторукавність.

**1. Стрічкопасмовий тип** руслового процесу пов'язаний з переміщенням по руслу стрічкових пасм, які займають всю ширину русла, змінюючи лише розмір і швидкість сповзання. Планових деформацій русла

не виникає. Швидкість сповзання стрічкових пасм досягає 200-300 м/рік. Цей тип руслового процесу спостерігається на ділянках річок, де відсутня заплава, а схили долини утворені важкорозмивними породами.

2. **Побічний тип руслового процесу** виникає як розвиток стрічкопасмового, коли потік не може переміщати донні наноси у вигляді стрічкових пасм, а також, коли збільшується потік наносів, що транспортуються у формі донних, або коли їхній транспорт сповільнюється внаслідок зменшення поздовжніх уклонів потоку. В цьому процесі заплава також не бере участі, і русло не має закономірної звивистості. Зустрічається побічний тип руслового процесу на ділянках річок, обмежених схилами долин.

3. **Обмежене меандрування.** Цей тип руслового процесу характеризується сповзанням слабо виражених звивин при сталості їхніх планових форм і розмірів. Такий процес зустрічається при обмежених планових зміщеннях русла схилами долин, уступами терас та стійкими береговими валами. Деформації охоплюють не лише русло, але й заплаву. Звивистість потоку чітко простежується не тільки у межень, але й під час водопілля.

4. **Вільне меандрування** розвивається на ділянках, де схили річкових долин не обмежують переміщення річкового русла по дну; спостерігаються різні форми річкових звивин. Характерною особливістю їх є циклічність розвитку звивин, перехід від синусоїди до петлеподібних. Процес планових деформацій завершується проривом двох петель і утворенням старорічища, виникає нова звивина, яка повторює цикл розвитку. Для вільного меандрування необхідна широка заплава.

5. **Незавершене меандрування** утворюється на річках, які мають низькі заплави. Звивина спочатку розвивається за схемою вільного меандрування, але через утворення спрямленого потоку розвиток звивини припиняється ще до того, як вона пройде повний цикл планових деформацій. Утворення спрямленого потоку призводить до розгалуження річки на два рукави. Нове русло стає головним та починає меандрувати і процес повторюється знову.

6. **Осередковий тип руслового процесу** виникає як розвиток стрічкопасмового типу тоді, коли потік з деяких причин має багато донних наносів, більше ніж він може транспортувати у формі стрічкових пасом. Утворюється широке русло, по якому сповзають не окремі пасма, а системи великих пасом.

При оцінці руслових деформацій користуються показником **стійкості русла**, який характеризує ступінь її опору русла річковому потоку [4,8,12].

Надати кількісну оцінку річкових русел першим спробував В.М. Лохтін, запропонувавши вираз, який широко застосовується у практиці і має назву „числа Лохтіна”

$$L = \frac{d}{\square H_{\text{км}}}, \quad (4.57)$$

де  $d$  - діаметр донних наносів, мм;

$\square H_{\text{км}}$  - падіння, м/км.

Число Лохтіна має розмірність ( $\text{м}^{-1}$ ), на його величину впливає порядок і величина річки. За В.М. Лохтіним, до **стійких** відносяться русла, у яких відсутній постійних рух наносів ( $L > 15-20$ ), **відносно стійкі**, у яких відбувається постійне переміщення донних наносів ( $L = 5$ ), **нестійкі русла**, коли ( $L < 1$ ).

М.І. Маккавєєв запропонував модифікований варіант числа Лохтіна

$$K_c = \frac{d}{B \cdot I} \cdot 1000, \quad (4.58)$$

де  $B$  – ширина річки, м;

$I$  - середньозважений уклон водної поверхні, ‰.

Критерій М.А. Веліканова має вигляд

$$K_c = qd / V_{\text{дон}}^2, \quad (4.59)$$

де  $q$  - прискорення сили тяжіння,  $\text{м}^2/\text{с}$ ;

$V_{\text{дон}}$  - придонна швидкість, м/с. Для стійких русел  $K_c = 6-7$ .

#### 4.6.7 Морфологічні елементи річкових русел

У річковому руслі виділяють три типи морфологічних утворень:

1. **Мікроформи** – невеликі піщані пасма, спумірні з розмірами русел, їх деформації залежать від витрати донних наносів.

2. **Мезоформи** – великі окремі піщані пасма, які рухаються та визначають морфологічну будову русла, наприклад, перекати.

3. **Макроформи** – морфологічні утворення, які включають і русло, і заплаву, наприклад, річкова звивина, система проток.

До найпростіших руслових утворень відносяться **пасма** – накопичення піщаних, іноді галькових наносів на дні русла. Окремі пасма, які займають майже всю ширину русла, називаються **стрічковими**.

Різновидом пасом є **побічні** – частина перекошеного у плані стрічкового пасма, яке висихає у межень. **Осередки** –потужні накопичення наносів у середній частині русла у вигляді піщаних обмілин. Вони витягнуті вздовж річки і відділені від берегів протоками. Мілководна ділянка русла, утворена піщаним пасмом, яка перехрещує русло під деяким кутом до загальної течії і з'єднує в межень два побіччя – правобережний та лівобережний, називається **перекатом**. Для рівнинних річок характерним є чергування перекатів та **плесів** – більш глибоководних ділянок русла (рис. 4.21).

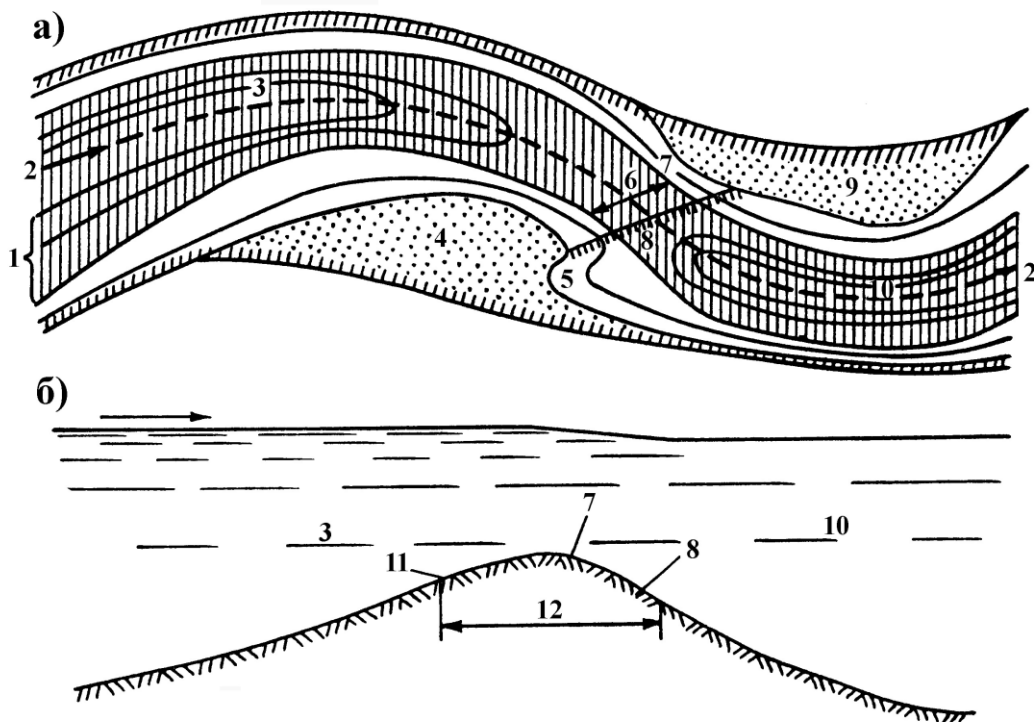


Рисунок 4.21 – Схема перекату

- а) план перекату, б) поздовжній профіль по фарватеру: 1 – ізобати, 2 – фарватер, 3 – верхня плесова лощина, 4 – верхня коса (піски), 5 – затонська частина нижньої плесової лощини, 6 – корито, 7 – гребінь (вал), 8 – підвалля, 9 – нижня коса (піски), 10 – нижня плесова лощина, 11 – напірний скат, 12 – сідловина.

Перекати утворюються там, де є сприятливі умови для акумуляції наносів. Це можливо при зниженні транспортувальної здатності потоку під впливом зменшення швидкості течії або збільшення місцевого стоку наносів. На рівнинних річках чергування плесів і перекатів пов'язане з

плановим обрисом русла: плес, як правило, формується у згинах русла, пережат – на спрямованій ділянці, яка поєднує дві суміжні звивини.

Біля увігнутого берега під впливом поперечної циркуляції відбувається розмив русла, а на спрямованій ділянці – відкладення розмитого матеріалу.

В період водопілля транспортувальна здатність потоку на плесах більша чим на пережатах і в цей період на плесових ділянках відбувається розмивання русла, а на пережатах – відкладення наносів. В межень при зворотному співвідношенні швидкостей на пережатах – розмив русла, на плесах – відкладення розмитого матеріалу.

Лінія найбільших глибин вздовж річки називається **фарватером**. Якщо фарватер плавно переходить з одного плеса в другий, то пережат між ними називається **нормальним**. Якщо ізобати плеса зсунуті одна відносно іншої в поперечному напрямку і фарватер утворює криву лінію, то він називається **зсунутим** (рис. 4.22).

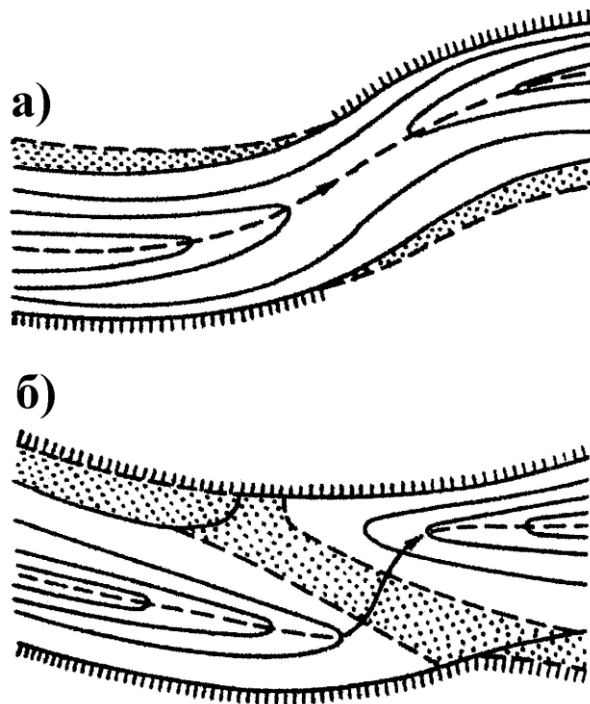


Рисунок 4.22 – Схема нормального (а) та зсунутого (б) пережатів

Плеси і пережати рухаються вниз за течією річки подібно до її звивистості. Їхнє розміщення, форма, об'єм і висота змінюються в часі під дією потоку на русло та русла на потік.

**Заплава** формується за рахунок відкладів, які переносяться потоком і планових деформацій його русла. У заплаві виділяють три частини: 1)прируслову – найбільш підвищену частину; 2)центральну – дещо нижчу та рівну; 3)притерасну – найбільш знижену, яка має вигляд заболоченої лощовини і прилягає до корінного схилу долини або тераси.

У період водопілля річкові води виходять з берегів меженного русла і затоплюють заплаву. Деформації відбуваються у процесі обміну наносами між руслом і заплавою.

У меандруючих руслах збільшується розмив біля вгнутого берега звивини та відкладення наносів – біля опуклого, де формуються **пляжі**. Вздовж краю пляжу виникають **коси** – витягнуті за течією накопичення наносів. Витягнутий простір між косою та берегом називається **затоном**.

Русла річок у плані звивистості та їхні обриси з часом змінюються. У деяких випадках ці зміни можуть призвести до утворення **меандр** [4, 12].

#### 4.6.8 Екологічні аспекти руслових процесів

Екологічні аспекти руслових процесів в їх природному та видозміненому господарською діяльністю стані наведені в монографії О.Г. Ободовського [9]. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів передбачає розгляд взаємозв'язків і взаємозумовленості певних компонентів, які характеризують екологічний стан русел. До таких компонентів відносяться чинники руслових процесів, руслоформувальні витрати води, руслові деформації, стійкість річок, екологічно необхідний стік і господарська діяльність у руслі і на водозборі [9].

**Природні** чинники дозволяють визначати форми прояву руслових процесів і їхню екологічну функцію.

Сучасний екологічний стан річок визначається ступенем зміни русел господарською діяльністю як на самій річці, так і на її водозборі.

Найбільш розповсюджені види **антропогенних чинників** [9]:

- **Гідротехнічне будівництво в річках**, яке активно впливає на руслові процеси і навіть може змінювати їхню спрямованість.

- **Зарегульованість стоку** – зі зміною гідрологічного режиму і мінливості стоку змінюється і русловий режим річок.

- **Регулювання русел для судноплавства** – на русловий режим річок цілеспрямовано впливають днопоглиблення, шлюзування тощо.

- **Розробка руслових і заплавної кар'єрів**, яка призводить до активної зміни процесів формування русла на обмежених ділянках річки, сприяє глибинній ерозії, що у свою чергу призводить до зміни гідрологічного режиму заплав.

- **Меліоративні роботи у руслах річок** – найбільш яскраво проявляються на малих і середніх річках. Спрямлення русел річок, їхнє каналізування, розчистки змінюють гідравлічну структуру потоку і характер руслових деформацій.

- **Меліоративні заходи на водозборі** – осушення земель відображається на русловому режимі річок, особливо на водозборах невеликих річок.

- **Розорювання водозбору** – значно зростає ерозія, що призводить до значного надходження наносів у річковий потік і активізації руслових процесів на великих річках та їх затухання на середніх і невеликих водотоках, тобто до замулення і деградації останніх.

- **Зведення лісів на водозборі** – змінюються ландшафтні структури, ґрунтовий покрив тощо, змінюються ерозійні показники на водозборі і стік наносів у річці. Особливо суттєва роль цього чинника на невеликих водозборах.

- **Урбанізованість території** – спричиняє зростання каналізаційних систем і площ з твердим покриттям, що впливає на надходження наносів у річки, змінює їх гідрологічний режим і зменшує інтенсивність прояву руслових деформацій

- **Гідротехнічні і меліоративні заходи на заплаві** – можуть як активно (зниження рівнів води у річці, зміна конфігурації берегів), так і пасивно (стримування ерозійних процесів, регулювання підземного живлення) впливати на характер прояву руслових процесів.

Гідроекологічний аналіз руслових процесів включає визначення **руслоформувальних витрат води**, при яких відбувається найбільш суттєве переформування рельєфу річкового русла. Практично всі витрати є руслоформувальними, але найбільший вплив на морфологію русла має та витрата води, при якій у багаторічному розрізі часу проходить найбільший стік руслоформувальних наносів.

Дані про руслоформувальну діяльність водотоків мають екологічне значення. Регулювання річкового стоку супроводжується його відбором, що зменшує водність річок, знижується розріджуюча і самоочисна спроможність водотоку, змінюються умови відведення стічних вод, порушуються якісні показники води.

Кількісні показники гідравліки потоку можуть вирішувати питання екологічної рівноваги в річковій системі з урахуванням гідрологічного, гідрохімічного і гідробіологічного режимів, а також гідрогеологічних умов водозбору. Перераховані умови поєднуються у понятті **екологічно допустимих витрат води** [9].

Це витрати, які не порушують саморегулюючої системи „потік-русло”. Вони відповідають при проходженні водопіль і високих паводків руслоформувальним витратам води і здійснюють при цьому основний стік

завислих і донних наносів, а в меженний період відповідають витратам води з незамулюючими швидкостями, при яких спостерігається лише стік завислих наносів.

Екологічно допустимі витрати води впливають на показники гідрохімічного режиму річкових вод, які характеризують покращення якості води, та на гідробіологічний режим річок, а саме, на умови розвитку форм деяких біонтів і заростання русел [9].

#### **4.7 Термічний режим річок**

Закономірності коливання температури води у річках називаються **термічним режимом річок**.

Термічний режим річок є наслідком співвідношення надходження і втрати тепла водною масою, які визначають умови встановлення льодоставу та очищення від льоду, випаровування з водної поверхні, біологічну продуктивність, вплив на умови перемішування водних мас, газовий режим тощо.

**Основні чинники термічного режиму** визначають надходження і розподіл тепла у річках, їх можна поділити на метеорологічні, гідравлічні, гідрологічні та морфометричні.

**Метеорологічні чинники** визначають теплообмін між водоймою, атмосферою і ложем, змінюються протягом року, від сезону до сезону, а також протягом сезонів.

**Гідравлічні та гідрологічні чинники** сприяють перетворенню частки механічної енергії на теплову, перерозподілу теплих і холодних вод у водоймі. Ступінь їхнього впливу визначається швидкістю і розподілом течій, характером живлення та водообміну і змінюється за довжиною річки.

**Морфологічні чинники:** характер берегів, розподіл глибин – впливають на умови перемішування і перерозподіл тепла, яке надходить до водойми.

На формування термічного режиму впливає і мінералізація води: при значній мінералізації виникають умови конвективного перемішування у період нагрівання або остигання, через зменшення теплоємності амплітуда добових коливань температури більш значна [12].

##### **4.7.1 Річний термічний цикл**

Процес обміну теплом водної маси з навколишнім середовищем відбувається на межі поділу води з атмосферою та ґрунтами. Процес

теплообміну здійснюється протягом року зі зміною метеорологічних умов і висоти сонця. У зв'язку зі зміною теплового потоку хід температури води має періодичний характер у вигляді річного термічного циклу. Зміна інтенсивності теплообміну з річною циклічністю має назву **річний термічний цикл**. На річках коливання метеорологічних умов швидко впливають на температуру води, що пов'язано з інтенсивним турбулентним перемішуванням, течією води і порівняно невеликим її об'ємом. У річному термічному циклі виділяють два періоди – весняно-літнє нагрівання та осінньо-зимове охолодження. Тривалість цих періодів залежить від гідрологічного режиму річки – її водності, типу живлення, напрямку течії.

Хід температури води зазвичай відповідає ходу температури повітря, але зміна температури води відбувається повільніше, ніж температури повітря, завдяки більшій теплоємності води. У першій половині теплого періоду року температура повітря вища за температуру води, а у другій – нижча. Максимум температури води настає дещо пізніше, ніж максимум температури повітря.

Річки, які мають підземне живлення з глибоких горизонтів, у теплий період мають більш стійку температуру води, узимку на таких річках трапляються незамерзаючі ділянки.

На тепловий режим річок також впливає обмін тепла між водою і ложем русла. Влітку спостерігається віддача тепла водою дну річки, а взимку тепло дна річки передається водній масі.

Суттєві зміни у процесі теплообміну виникають з появою льодяного і снігового покривів. Теплообмін з атмосферою різко зменшується: припиняється турбулентний теплообмін і вологообмін з атмосферою та проникнення у воду сонячної енергії; теплообмін між водною масою й атмосферою здійснюється лише шляхом теплопровідності крізь лід і сніг. У зимові місяці за наявності льодяного покриву температура води в річці тримається близько 0°C. Після скресання річки температура води підвищується і досягає свого максимуму в липні-серпні, а потім знижується до мінімуму на початку льодоставу. Середньорічна температура води значно вища від середньорічної температури повітря, бо в річках вода не охолоджується нижче 0°C. [2, 11, 12].

#### **4.7.2 Розподіл температури води за живим перерізом та за довжиною річки**

Внаслідок турбулентного характеру течії у річках спостерігається безперервне перемішування водних мас, що сприяє вирівнюванню температури води за живим перерізом. Різниця температури у різних

точках живого перерізу може пов'язуватись з інтенсивним надходженням підземних вод, впливом вод приток, незначним водообміном між поверхневими та глибинними шарами або живленням річки озерними водами. У теплий період року температура води біля берегів дещо вища, ніж на середині річки, а в період осіннього охолодження вода біля берегів і на поверхні холодніша, ніж в середині потоку та біля дна. Взимку при наявності льодяного покриву спостерігається деяке підвищення температури вод від поверхні до дна, що зумовлено з надходженням теплоти з ґрунтовими водами і від дна.

Різниця у температурах води окремих точок живого перерізу зазвичай невелика і знаходиться у межах десятих і сотих часток градуса, але інколи досягає 2-3°C.

Гідрологічний режим водотоків з високою проточністю характеризується слабо вираженою прямою температурною стратифікацією влітку та відсутністю або зворотним характером її - взимку. Вирішальну роль у характері стратифікації відіграє температура води, що надходить. Незвичайний характер стратифікації полягає у тому, що взимку в проточних водних об'єктах ближче до поверхні підіймається більш тепла вода.

Змінюється температура води і за довжиною річки, причому характер цих змін багато у чому залежить від кліматичних умов, водного живлення, температури води у притоках, наявності в басейні річки озер і льодовиків, а також від напрямку течії (з півночі на південь, з півдня на північ і у широтному напрямі).

Температура води річок, які течуть з півночі на південь, підвищується у напрямку до гирла. Найбільші різниці температури води тут спостерігаються у літньо-осінній період – з серпня по жовтень, коли різниця температури води на окремих ділянках деяких річок, наприклад р. Дніпро, може досягати 9°C.

На річках, які течуть з півдня на північ, температура води поступово знижується. На річках широтного напрямку температура води мало змінюється, крім верхів'їв цих річок. На гірських річках, де у межах невеликих територій спостерігається зміна декількох висотних зон, як правило, температура води підвищується від верхів'я до гирла. Температура води озерних річок пов'язана з температурою того озера, з якого річка бере свій початок.

Напрямок течії річки спричиняє деяку невідповідність термічного режиму та місцевих метеорологічних умов. Річки, які течуть з півночі на південь, в період нагрівання виносять холоднішу воду, а річки зі зворотним напрямом, які перетинають декілька кліматичних зон, у період охолодження виносять теплі води і їхня температура є вищою за температуру повітря [2, 12].

### 4.7.3 Тепловий баланс

Теплові процеси у водних потоках зумовлені тепловим балансом. **Тепловий баланс** – це співвідношення надходження тепла при нагріванні (приходна частина теплового балансу) і витрат його при охолодженні води (витратна частина теплового балансу). Тепловий баланс визначає зміни термічного режиму, кожному періоду річного термічного циклу властиве своє співвідношення складників рівняння теплового балансу.

У тепловому балансі виділяють такі потоки:

1. Теплообмін на поверхні водойми за рахунок поглинення водою (сніговим і льодяним покривом) короткохвильової сонячної радіації (прямої та розсіяної)  $S_{PP}$ ; довгохвильового випромінювання води (сніговим, льодяним покривом)  $S_{BV}$ ; поглинення водою (сніговим, льодяним покривом) зустрічного довгохвильового випромінювання атмосфери  $S_{VA}$ ; турбулентного обміну теплоти з атмосферою шляхом конвекції, молекулярної та турбулентної теплопровідності (за рахунок різниці температури води і повітря)  $S_{TA}$ ; теплообміну при випаровуванні або конденсації  $S_{BK}$ ; теплообміну з опадами, які надходять на поверхню води  $S_{OP}$ . В перехідні періоди – під час замерзання та скресання – втрати тепла на танення льоду або виділення тепла при льодоутворенні  $S_{\square}$ .

2. Теплообмін з ложем водойми  $S_{TD}$ ; теплообмін з ґрунтовими водами  $S_{GP}$ .

3. Інші види надходження – втрат тепла: теплообмін з водами приток  $S_{PI}$  або стоку води за межі водойми  $S_{ST}$ ; тепло, виділене за рахунок переходу механічної енергії в теплову при переміщенні води у водоймі (розсіювання кінетичної енергії потоку)  $S_{KE}$ .

Зміна кількості тепла у водній масі та співвідношення приходних і витратних характеристик теплового балансу описуються рівнянням у вигляді:

$$S_{PP} + S_{VA} - S_{BV} \pm S_{TA} \pm S_{BK} \pm S_{OP} \pm S_{\square} \pm S_{TD} \pm S_{GP} + S_{PI} - S_{ST} + S_{KE} = \pm \square S, \quad (4.60)$$

де  $\square S$  - зміна кількості тепла у водоймі.

Якщо за розрахунковий інтервал часу  $\square t$  об'єм води у водоймі не змінюється і відповідно не змінюється його глибина і площа водного дзеркала, рівняння, яке характеризує зміну теплоємності  $\square S$ , набуває вигляду

$$\Delta S = \frac{C \cdot \rho \cdot H_{сер} (t_k - t_n)}{\Delta t}, \quad (4.61)$$

де  $C$  – теплоємність води, Дж/кг·с;

$\rho$  – густина води, кг/м<sup>3</sup>;

$H_{сер}$  – середня глибина водойми, м;

$t_k, t_n$  – середня по вертикалі наприкінці та на початку розрахункового інтервалу часу, °С.

Складники рівняння теплового балансу  $S_{ПР}, S_{ВА}, S_{П}, S_{КЕ}$  завжди додатні;  $S_{ВВ}, S_{СТ}$  – завжди від’ємні. Інші складники можуть бути як додатні, так і від’ємні.

Тепловий потік  $S_{БК}$ , наприклад, додатний при конденсації і від’ємний – при випаровуванні. Якщо теплові потоки  $S_{ТА}$  та  $S_{ТД}$  спрямовані від водної маси до атмосфери або до дна, вони будуть мати від’ємний знак, при протилежному потоці ці складники увійдуть до рівняння теплового балансу зі знаком плюс.

Тепловий потік  $S_{\square}$  є додатним при льодоутворенні і від’ємним – при таненні льоду. Різниця додатних і від’ємних потоків тепла характеризує змінення теплоємності об’єму води  $\Delta S$  за інтервал часу  $\Delta t$ .

При збільшенні затримання теплоти у водному об’єкті  $\Delta S$  – додатна, при зменшенні – від’ємна.

У залежності від гідрометеорологічних умов роль складників рівняння теплового балансу може бути різною. Зокрема, для літнього періоду немає необхідності використовувати теплоту  $S_{\square}$ . Для безстічних і безприпливних ділянок річки не буде теплових потоків  $S_{СТ}$  та  $S_{П}$ . При глибоких водоймах ( $H > 20$ м) не потрібно розраховувати  $S_{ТД}$ , оскільки відсутній теплообмін з дном. Також можна знехтувати такими складниками як  $S_{ОП}$  та  $S_{ГР}$  [4, 12].

Тепловий потік  $S_{КЕ}$ , що виділяється при переміщенні води за рахунок сил тертя, відіграє значну роль при швидкості течії більшій за 0.5 м/с. Для літнього періоду тепловий стан річок визначається, головним чином, взаємодією з атмосферою, що характеризується такими складниками, як:  $S_{ПР}, S_{ВА}, S_{ВВ}, S_{ТА}$  та  $S_{БК}$ .

Загальним вважається рівняння теплового балансу у вигляді

$$R = LE + B + P, \quad (4.62)$$

де  $R = S_{нр} + S_{ВА} - S_{ВВ}$  – радіаційний баланс водойми, Вт/м<sup>2</sup>;

$LE$  - втрати на випаровування ( $S_{BK}$ ), Вт/м<sup>2</sup>;

$P$  - турбулентний теплообмін між водною поверхнею та атмосферою, Вт/м<sup>2</sup>;

$B = S_{II} + S_{KE} \pm S_{TD} \pm \square S$  - теплоаккумуляція водойми, Вт/м<sup>2</sup>.

#### 4.7.4 Визначення складників рівняння теплового балансу

**Радіаційний баланс** обчислюється за формулою

$$R = (S_{PP} + S_{PP})_o (1 - A) \cdot C' - S_{EB}, \quad (4.63)$$

де  $(S_{PP} + S_{PP})_o$  - пряма та розсіяна сонячна радіація при безхмарному небі, Вт/м<sup>2</sup>;

$A$  - коефіцієнт відбиття або альбедо підстильної поверхні (вода, сніговий покрив, лід) у частках від одиниці;

$C'$  - поправка на хмарність;

$S_{EB} = S_{BB} - S_{BA}$  - ефективне випромінювання, Вт/м<sup>2</sup>.

Величини  $S_{PP}$ ,  $S_{PP}$  та  $A$  вимірюються піранометрами, альбедометрами та теплоелектричними балансомірами, а за їх відсутності-використовуються спеціальні таблиці.

Поправковий коефіцієнт  $C'$  визначається за формулою

$$C' = (1 - 0.14N_z - 0.53N_n), \quad (4.64)$$

де  $N_z$ ,  $N_n$  - відповідно загальна та нижня хмарність у частках від одиниці.

**Ефективне випромінювання**  $S_{EB}$  - це різниця між власним випромінюванням води  $S_{BB}$  та поглиненням водою зустрічним випромінюванням атмосфери  $S_{BA}$ , визначається за формулою

$$S_{EB} = \square \square T_{200}^4 [b_1 N_H - b_2 (N_z - N_H) + b_3 (1 - N_0)], \quad (4.65)$$

де  $\square$  - відносна випромінювальна здатність довгохвильової радіації (для води - 1.0, для снігу - 0.99, для льоду - 0.95);

$b_1, b_2, b_3$  - параметри, які характеризують залежність зустрічного випромінювання атмосфери від хмарності та вологості повітря, визначаються за таблицями;

$O$  - стала Стефана-Больцмана;  $\square = 5.670 \cdot 10^{-8}$  Вт/(м<sup>2</sup>·К<sup>4</sup>);

$T_H$  та  $T_{200}$  абсолютні температури відповідно водної поверхні та повітря на висоті 200 см над водною поверхнею, причому  $T = 273 + t$ , де  $t$  - температура, °С;

$N_3$  та  $N_H$  - загальна та нижня хмарність у частках від одиниці.

**Втрати теплоти на випаровування** або надходження її при конденсації водяної пари обчислюється за формулою:

$$S_{BK} = L_B \cdot \rho \cdot E, \quad (4.66)$$

де  $L_B$  - питома теплота випаровування води, Дж/кг;

$\rho$  - густина води, кг/м<sup>3</sup>;

$E$  - шар випаровування в одиницю часу, визначається за емпіричними формулами, які мають таку структуру

$$E = \alpha (e_0 - e_{200}), \quad (4.67)$$

де  $\alpha$  - коефіцієнт, який залежить від швидкості вітру;

$e_0$  - тиск насиченої водяної пари, гПа;

$e_{200}$  - парціальний тиск водяної пари, гПа.

Авторами Б.Д. Зайковим, А.П. Браславским, З.А. Вікуліною, С.Н. Нургалієвим, В.А. Римшою, Р.В. Донченком та ін. запропонована низка формул для розрахунку випаровування з водної поверхні. Наведемо деякі з них.

Формула Б.Д. Зайкова має вигляд:

$$E = 0.14 (e_0 - e_{200}) (1 + 0.72 \alpha_{200}), \quad (4.68)$$

де  $\alpha_{200}$  - швидкість вітру, приведена до висоти 200 см над водною поверхнею.

Формула А.П. Браславського і С.Н. Нургалієва має вигляд:

$$E = 4.1 (1 + 0.8 \alpha_{200} + K_1) (e_0 - e_{200}), \quad (4.69)$$

де  $K_1 = f(\Delta T)$  - функція, що залежить від різниці температури повітря і поверхні води,  $\Delta T$  визначається за таблицею.

Втрати тепла на випаровування  $S_{BK}$  для періоду охолодження та замерзання водної поверхні визначаються за формулою В.А. Римши і Р.В. Донченка:

$$S_{BK} = 2.95(e_0 - e_{200})(K_2 + \alpha_{200}), \quad (4.70)$$

де  $K_2$  - коефіцієнт, який залежить від різниці температури води та повітря, визначається за таблицею.

**Турбулентний теплообмін з атмосферою**  $S_{TA}$  обчислюється за формулою

$$S_{TA} = \alpha(t_n - t_{200}), \quad (4.71)$$

де  $\alpha$  - коефіцієнт тепловіддачі від поверхні води з температурою  $t_n$  до повітря з температурою на висоті 200 см -  $t_{200}$ .

Формула А.П. Браславського має вигляд

$$S_{TA} = 2.65(t_{200} - t_n)(1 + 0.8\alpha_{200} + K_1). \quad (4.72)$$

Для періоду охолодження та замерзання водної поверхні теплообмін  $S_{TA}$  визначається за формулою В.А. Римши і Р.В. Донченка:

$$S_{TA} = 1.89(t_n - t_{200})(K_2 + \alpha_{200}). \quad (4.73)$$

**Теплообмін водної маси з дном** є функцією температури підстильного шару та його теплопровідності і має сезонний характер. У весняно-літній період, коли спостерігається прогрівання водної товщі, відбувається передача тепла до дна та його нагрівання, тобто тепловий потік направлений зверху. Осінь і зима сприяють віддачі акумульованої за літо теплоти. Оцінка кількості теплоти потребує вимірювання градієнтів температури і теплопровідності ґрунтів дна, організації трудомістких спостережень. Тому рекомендується користуватись спеціальною таблицею для визначення середніх значень теплових потоків крізь дно в залежності від широти місцевості, глибини водойми та пори року.

**Теплота, принесена водою приток, або її втрати зі стоком** обчислюються за формулою:

$$S_{\Pi} = C \alpha_{\Pi} Q_{\Pi} t_{\Pi} / F = 4.19 Q_{\Pi} t_{\Pi} / F, \quad (4.74)$$

де  $C$  - питома теплоємність води,  $C=4.2 \cdot 10^3$  Дж/(кг·°C);

$\alpha_{\Pi}$  - густина води, кг/м<sup>3</sup>;

$Q_{\Pi}$  - витрата припливу води, м<sup>3</sup>/с;

$t_{\Pi}$  - температура води припливу, °C;

$F$  - середня за розрахунковий інтервал часу площа водойми або водного дзеркала води ділянки водотоку, км<sup>2</sup>.

**Надходження теплоти з атмосферними опадами** визначається за формулами:

- для рідких опадів

$$S_{OP,P} = C \cdot \rho_P \cdot h_P \cdot t_{200,P}; \quad (4.75)$$

- для твердих опадів

$$S_{OP,T} = -(C_T \cdot \rho_T \cdot h_T \cdot t_{200,T} + L_{\square} \rho_T \cdot h_T + C \cdot \rho_P \cdot h_{T,P} \cdot t), \quad (4.76)$$

де  $h_P$  та  $h_T$  - шари рідких та твердих опадів, мм;

$t_{200,P}$  та  $t_{200,T}$  - температура рідких та твердих опадів, визначається по температурі повітря на висоті 200 см;

$C_T$  та  $\rho_T$  - питома теплоємність та щільність твердих опадів;

$h_{T,P}$  - шар рідких опадів, утворених з твердих, мм;

$t$  - температура води у водоймі, °C;

$L_{\square}$  - питома теплота танення льоду, Дж/кг.

У формулі (4.76) перший доданок – кількість теплоти, необхідна для нагрівання твердих опадів від температури  $t_{200,T}$  до 0°C; другий – кількість теплоти, необхідна для плавлення твердих опадів; третій – кількість теплоти, необхідна для нагрівання рідких опадів, які утворились від танення твердих, від температури 0°C до температури води у водоймі  $t$ .

**Теплота, що виділяється при льодоутворенні** або втрати теплоти на танення льоду обчислюються за формулою

$$S_{\square} = \rho_{\square} L_{\square} h_{\square} \quad (4.77)$$

де  $\rho_{\square}$  - щільність льоду, кг/м<sup>3</sup>;

$L_{\square}$  - питома теплота плавлення льоду,  $L_{\square} = 33.3 \cdot 10^4$  Дж/кг;

$h_{\square}$  - товща льоду за розрахунковий період часу  $\square\square$  мм.

**Теплота, що виділяється при розсіюванні кінетичної енергії потоку**, визначається за формулою

$$S_{KE} = 9.8 J \cdot \rho \cdot V \cdot H, \quad (4.78)$$

де  $\rho$  - густина води, кг/м<sup>3</sup>;

$V$  - швидкість течії, м/с;

$J$  - уклон потоку, ‰;

$H$  - глибина потоку, м.

Всі складники рівняння теплового балансу обчислюються у вигляді кількості теплоти (Дж) або у вигляді теплового потоку, віднесеного до одиниці поверхні – Вт/м<sup>2</sup> [4, 7, 12].

#### 4.7.5 Тепловий стік

Тепловий стік річки  $S_{T.СТ}$  - це кількість теплоти (Дж), принесеної її водами за будь-який проміжок часу  $\Delta t$ .

$$S_{T.СТ} = C \cdot \rho \cdot W \cdot t, \quad (4.79)$$

де  $C$  - питома теплоємність, Дж/(кг·°C);

$\rho$  - густина води, (кг/м<sup>3</sup>);

$W$  - об'єм стоку, м<sup>3</sup>;

$t$  - середня температура води за деякий проміжок часу, °C.

Тепловий стік річки залежить від температури води та водності річки і змінюється в залежності від сезону і гідрологічного режиму. Зміни теплового стоку за довжиною річки зумовлені напрямом течії та будовою гідрографічної мережі. Різкі зміни спостерігаються у місцях впадіння приток. Велике значення має напрям течії річок, якщо річки течуть з півдня на північ, то вони виносять значну кількість теплоти, змінюють льодові умови на місцях впадіння і впливають на кліматичні умови у долинах річок.

Особливо великий вплив тепловий стік річок має на формування льодово-термічного режиму нижніх б'єсів ГЕС. Тепловий стік з водосховища у період льодоставу спричиняє формування ополонки, які накопичують внутрішньоводний лід, що при різкому охолодженні призводить до появи зажорів. Регулюючи тепловий стік з водосховища, можна зменшити небезпеку виникнення зажорів.

#### 4.7.6 Теплове забруднення

Певний, а інколи дуже значний вплив на температуру води в річках, чинить господарська діяльність. Серед галузей промисловості значним є вплив енергетики, чорної металургії тощо. Зокрема, істотно вища, порівняно з природною, температура води у р. Гнила Липа на посту Більшівці, що спричинено розташуванням вище за течією водойми – охолоджувача Бурштинської ТЕС.

В системі роботи електростанцій передбачається зворотне водопостачання з використанням водосховищ-охолоджувачів. При цьому досягається зниження температури води, економія електроенергії, комплексне використання водойм (риборозведення, зрошування).

У практиці експлуатації ТЕС та АЕС інколи використовують прямоточну систему водоспоживання. При цій системі вода, що забирається з річки для охолодження пари в конденсаторі, скидається до неї ж, але дещо нижче за течією. У такому разі спостерігається теплове забруднення річки.

Поширеним є вплив на температуру води скидів шахтних і рудникових вод. Температура цих вод у цілому вища за температуру води у річках, що пояснюється великою глибиною видобування корисних копалин.

Особливо високою є різниця між температурою шахтних вод і температурою води у річках в зимовий період. Численність скидів шахтних вод визначає те, що на більшості річок Донбасу льодяний покрив взимку відсутній.

Скиди комунальних підприємств є важливим чинником впливу на температуру води, через те що температура стічних вод істотно вища за температуру води у річках.

Найбільша різниця у температурі води припадає на зимові місяці, коли вона сягає 13-15°C. Наприклад, середня річна температура стічних вод м. Києва на Бортницькій станції у 2000 р. становила 20.0°C, у січні – 14.4°C, у липні – 23.8°C. Об'єм скидів становив 468.7 млн.м<sup>3</sup> [3,4,5].

Важливим чинником впливу на температуру води є зарегульованість стоку, особливо у нижніх б'єфах водосховищ. Наприклад, температура води у нижньому б'єфі Дністровського водосховища, найглибшого в Україні, після його заповнення (1985 р.) у травні – липні знизилася на 6°C [5].

#### **4.8 Льодовий режим річок**

**Льодовий режим річок** – це сукупність закономірно повторюваних процесів виникнення, розвитку та руйнування льодяних утворень.

У льодовому режимі річок виділяється три фази – стадії розвитку: **замерзання** – утворення льодяного покриву; **льодостав** – наявність льодяного покриву; **скресання** – руйнування льодяного покриву.

#### 4.8.1 Замерзання води

**Температура замерзання.** Температура замерзання (кристалізації) дистильованої води за нормального тиску, як відомо становить  $0^{\circ}\text{C}$ . У природі температура замерзання може бути нижчою за  $0^{\circ}\text{C}$ , тому що вміст у воді розчинених речовин знижує температуру замерзання і вона може набути навіть від'ємних значень (порядку  $-1^{\circ}\text{C}$ ). Вода у рідкому стані за від'ємної температури називається переохолодженою. Чим спокійніша вода, тим на меншу глибину проникає переохолодження. На річках, де спостерігається інтенсивне турбулентне перемішування, переохолодження може спостерігатись по всій товщі води. Звичайно воно виражається сотими частками градуса.

**Механізм кристалізації.** При зниженні температурі більш густа структура води змінюється більш крихкою структурою льоду, причому при переохолодженні ця перебудова відбувається в деяких точках, так званих центрах кристалізації. Виникнення ядер кристалізації може відбуватися за рахунок перегрупування молекул всередині рідини. Ядрами кристалізації можуть бути й частинки сторонніх домішок.

Розміри і кількість кристалів, що утворюються, залежать від температурних умов. Чим нижча температура води, тим швидше йде охолодження, тим більше виникає кристалів і тим менш їхні розміри. Вільне зростання кристалів у водному середовищі відбувається до зустрічі з іншими такими ж кристалами і до моменту їхнього змерзання, що приводить до утворення компактного льоду (при замерзанні спокійної води без перемішування).

**Теплота кристалізації.** Перехід води із рідкого стану у твердий супроводжується виділенням так званої теплоти кристалізації, а зворотний йому процес – танення льоду – поглинанням теплоти плавлення. Ця здатність води визначається питомою теплотою кристалізації (плавлення).

Питома теплота кристалізації води  $L_{kp}$  - це кількість теплоти, яка виділяється при кристалізації 1 кг води за умов сталої температури. Для дистильованої води вона дорівнює  $33.3 \cdot 10^4$  Дж/кг. При зростанні солоності льоду теплота кристалізації (при  $t = 0^{\circ}\text{C}$ ) знижується [4, 12].

Тепло, яке виділяється при замерзанні води, може гальмувати подальше охолодження, тому для безупинного утворення льоду необхідне існування таких умов:

- 1) переохолодження поверхні води нижче  $0^{\circ}\text{C}$  (на соті частки градуса);
- 2) наявність у переохолодженій воді ядер (центрів) кристалізації;
- 3) відведення тепла, що виділяється при кристалізації, в атмосферу чи у водну масу.

#### 4.8.2 Замерзання річок

Замерзання річок – перша фаза льодового режиму. Появі льоду на річках передують швидке охолодження води за від’ємного теплового балансу. З моменту охолодження поверхні води до 0°C починається процес льодоутворення, розвиток якого залежить від подальшого ходу теплообміну водної поверхні з атмосферою і нижче розташованими шарами води.

Первинні льодяні утворення на річках – **сало** – спостерігаються з моменту переохолодження поверхневого шару води. Утворені у воді при її замерзанні кристали мають вигляд плям або суцільного шару.

Утворення сала, накопичення снігу, що плаває у воді (сніжниці) на ділянках з уповільненими швидкостями течії, найбільш інтенсивне охолодження потоку на мілководних прибережних ділянках призводить до того, що майже на всіх річках, які замерзають, уздовж берегів відбувається утворення **заберегів**. Забереги – смуги льоду, що примерзли до берегів річки, коли основна частина водного простору ще не замерзла. Швидкість наростання ширини заберегів залежить від метеоумов, швидкості течії, глибини біля крайки заберегів, коливання рівня води та ін.

Турбулентне перемішування у водотоках сприяє переохолодженню всієї товщі води до дна і утворює **внутрішньоводний лід** – скупчення льодяних кристалів, утворюваних у товщі води та на дні русла при переохолодженні води в потоці. **Шуга** – внутрішньоводний лід, який спливає на поверхню у вигляді пластівців, грудок, килимів. **Донний лід** – внутрішньоводний лід, що утворюється на дні річки. Донний лід спливає на поверхню, коли сила зважування стає достатньою, щоб відірвати його від дна. Утворення внутрішньоводного льоду припиняється з моменту встановлення на річці суцільного льодяного покриву, який перешкоджає переохолодженню води. Шуга рухається разом з водним потоком і часто створює шугохід. Може бути у спокійному стані під льодяним покривом, тобто у вигляді підлідної шуги.

На річках може утворюватись **зажор** – скупчення шуги у руслі річки, яке спричиняє стиснення водного перерізу і пов’язане з ним підвищення рівня води.

Плаваючі у річці, льодяні поля, утворені внаслідок змерзання заберегів, що обломилися, сніжниці та шуга, становлять **осінній льодохід**. Щільність льодоходу змінюється у часі і за довжиною річки. Інтенсивність теплообміну з атмосферою визначає загальну кількість льоду, що утворюється на річці, але розподіл його по річці залежить від розподілу швидкості за шириною та довжиною потоку, поздовжнього профілю, обрисів русла у плані.

Щільність льодоходу зростає, й у якийсь момент досягає такого значення, що у звуженнях русла, на поворотах лід зупиняється. Тут формуються льодяні перемички або зажори, які закупорюють русло частково чи цілком, створюють умови для зупинки і змерзання плаваючого зверху льоду. Р.А. Нежиховський взяв за основну характеристику швидкість течії і виділив чотири типи замерзання для рівнинних і напівгірських річок.

Перший тип: Середня по ширині потоку поверхнева швидкість течії до 0.15-0.20 м/с. Льодяний покрив устанавлюється за рахунок змикання заберегів, має рівну поверхню, невелику початкову товщину (2-3 см). Період замерзання нетривалий: від 2-3 годин на вузьких річках до 3-4 днів – на широких ділянках річок. Цей тип характерний для невеликих і середніх степових рівнинних річок.

Другий тип: Середня по ширині поверхнева швидкість течії від 0.15 до 0.80 м/с. На ділянках зі зменшенням транспортувальної спроможності потоку утворюються льодяні перемички. Поверхня льоду рівна чи трохи торосиста. Початкова товщина льоду 4-6 см. Тривалість встановлення льодоставу від 1 до 12 днів і більше. За цим типом замерзають більшість великих і середніх річок рівнинних районів.

Третій тип: Середня по ширині поверхнева швидкість потоку від 0.7 до 1.8 м/с. Льодостав просувається торосінням і переміщеннями за рахунок ущільнення льоду, що надходить зверху, утворенням заторів. Поверхня льодяного покриву нерівна, торосиста. Початкова товщина льоду від 0.2 до 2.0 м. Льодохід формується як поверхневим, так і внутрішньоводним льодом, шугою, що заноситься під лід. Період замерзання річки тривалий – до 1.0-1.5 місяця. Такий тип замерзання характерний для великих напівгірських річок.

Четвертий тип: При поверхневій швидкості течії більшій ніж 1.6-1.8 м/с (гірські річки) суцільний льодяний покрив може не утворитися. Річка несе велику кількість шуги, можуть формуватися зажори [2, 12].

#### **4.8.3 Льодостав**

Льодостав на річках починається з утворення льодяних перемичок внаслідок зупинки і змерзання плавучого льоду у місцях зменшення швидкості течії, розташування островів, поворотів русла та ін. Зупинкам льоду сприяє також утворення широких заберегів.

Для утворення достатньої ширини заберегів і кількості льоду, потрібної для його зупинки в сприятливих для цього місцях русла, необхідна віддача визначеної кількості тепла, яке залежить від морфометричних характеристик русла і гідравлічних умов потоку. Для

того, щоб криги змерзлися й утворилася льодяна перемичка, що означає початок льодоставу, необхідно, щоб крижини були досить великих розмірів і змерзання відбувалося з необхідною інтенсивністю, а температура повітря була в цей період досить низькою.

Температура повітря, при якій відбувається змерзання криги і встановлюється льодяна перемичка, називається **критичною** ( $t_{кр}$ ).

Відразу після утворення перемички просування кромки вгору відбувається головним чином за рахунок крижин, які є на ділянці між сусідніми перемичками. Швидкість просування крайки льодяного покриття залежить від густоти льодоходу, товщини крижин, від витрати шуги і від швидкості течії, а також від довжини ділянки льодоходу.

Подальше просування крайки відбувається за рахунок льодоутворення на ділянці між перемичками.

За відносну характеристику тепловіддачі звичайно береться сума середніх добових від'ємних температур повітря від дати появи плавучого льоду  $\sum t^-$ . Тепловіддача чи величина  $\sum t^-$  і величина  $t_{кр}$  залежать від морфометричних характеристик русла і гідравлічних умов у розглянутий час на даній ділянці річки.

Рівні води характеризують морфометричні і гідравлічні умови на ділянках, а також теплоємність водної маси. Чим вищий рівень води, тим більша водна маса, тим пізніше настає переохолодження води з глибиною.

Необхідні тепловіддача та критична температура повітря встановлюються за матеріалами багаторічних спостережень відповідно до залежностей:

$$\begin{aligned} & \left( \sum t^- \right) = f(H_{np}) \quad t_{кр} = f(H_{np}) \\ \text{або} & \left( \sum t^- \right) = f(H_{нл}) \quad t_{кр} = f(H_{нл}) \end{aligned} \quad (4.80)$$

де  $(H_{np})$  - передльодоставний рівень, м;

$(H_{нл})$  - рівень води у день появи плавучого льоду, м.

#### 4.8.4 Типи льодяного покриття

Умови встановлення льодоставу дуже різноманітні і непостійні, впливають не тільки на зовнішній вигляд льодяного покриття, але й на його структуру. За відносно повільних умов замерзання в льодяній плівці кристали розташовуються хаотично. Подальше збільшення товщини льоду при порівняно уповільненому наростанні призводить до утворення

прозорого компактного льодяного покриву з гладкою поверхнею. При швидкому замерзанні пухирці повітря, органічні і мінеральні домішки залишаються між кристалами льоду. Утворюється мутний непрозорий лід.

Структура льоду в залежності від умов утворення буває у вигляді:

1. Кристалічно-прозорого льодяного покриву, що утворюється при повільному замерзанні.

2. Зернисто-шугового, що утворюється із змерзлих в суцільну масу шугових елементів. Має зернисту будову, від сірого до темно-сірого кольору, утворюється при умовах інтенсивного перемішування.

3. Шаруватого льодяного покриву, що складається із шарів різного походження: механічного нашарування льоду під дією вітру чи хвилювання; змерзання мокрого снігу з льодяним покривом.

За динамікою процесу замерзання виділяють три типи льодяного покриву:

1. Льодяний покрив наростання за рахунок термічного походження, що утворюється при інтенсивній тепловіддачі верхніми шарами води. Це основний тип льодяного покриву, який зустрічається на річках.

2. Льодяний покрив накопичення, який формується за рахунок динамічних процесів, коли крижини при льодоході, нагромаджуючись, утворюють тороси різної орієнтації і висоти. У цьому випадку лід буває нерівним, з горбистою нижньою поверхнею.

3. Льодяний покрив змішаного походження, пов'язаний з динамічними процесами, але надалі наростає за рахунок теплообміну. При цьому відбувається вирівнювання його нижньої поверхні як за рахунок неоднакового наростання товщини льоду, так і часткового згладжування нерівностей руху води на ділянках зі значними швидкостями [4,12].

#### 4.8.5 Наростання товщини льоду

Наростання товщини льоду визначається характером льодоутворення: метеорологічними умовами, які визначають тепловіддачу в атмосферу і гідрологічними характеристиками (швидкістю течії, глибиною потоку).

**Льодяний покрив – регулятор теплообміну.** Роль суцільного льодяного покриву досить суттєва у льодовому режимі водойм, тому що теплообмін між водою й атмосферою відбувається крізь товщу льоду і снігу, який покриває лід. Лід і сніг є прозорими для короткохвильової радіації. В силу своїх фізичних властивостей льодяний покрив не тільки перешкоджає проникненню радіації у водойму та ізолює її від безпосереднього впливу метеорологічних факторів, але і є регулятором теплообміну, наростає при недостатчі тепла у водоймі для покриття

теплових втрат в атмосферу і тане, якщо втрати в атмосферу стають меншими, ніж приплив тепла від водної маси. Таким чином, льодяний покрив цілком порушує зв'язок між метеорологічними чинниками і водоймою і регулює її тепловий режим.

Товщина льодяного покриву не залишається постійною як у часі, так і по площі чи по довжині річки. Причинами, що впливають на зміну його товщини, у першу чергу є метеорологічні умови, які зумовлюють саме існування льоду. Зміна товщини льоду може відбуватися за рахунок намерзання і танення як верхньої, так і нижньої поверхонь. Зверху товщина льоду може збільшуватися за рахунок примерзання мокрого снігу. На нижньому краї лід наростає за рахунок тепловіддачі в атмосферу, промерзання шуги. Танення льоду може відбуватися за рахунок надходження тепла від дна та впливу гідродинамічного нагрівання.

**Теплообмін з атмосферою.** Механізм наростання товщини льоду за рахунок теплообміну з атмосферою полягає у тому, що на нижній поверхні льодяного покриву постійно зберігається нульова температура, сюди надходить потік тепла від водойми. З верхньої поверхні відбувається потік тепла, який визначається метеорологічними умовами – температурою повітря, швидкістю вітру, радіаційним балансом. Різниця цих потоків компенсується за рахунок теплоти кристалізації.

Тепловий потік, що надходить до нижньої поверхні льоду  $S_{\epsilon}$ , залежить не від товщини льоду, а від теплового стану водної товщі і коефіцієнта її теплопровідності:

$$S_{\epsilon} = a_{\epsilon} \frac{dt_{\epsilon}}{dH_{\epsilon}}; \quad a_{\epsilon} = \frac{\square}{C \cdot \square}, \quad (4.81)$$

де  $a_{\epsilon}$  - коефіцієнт теплопровідності води;

$\square$  - коефіцієнт теплопровідності льоду;

$C$  – теплоємність води, Дж/(кг·°C);

$\rho$  - густина льоду, кг/м<sup>3</sup>;

$\frac{dt_{\epsilon}}{dH_{\epsilon}}$  - зміна температури води  $t_{\epsilon}$  за глибиною водойми  $H_{\epsilon}$ .

Тепловий потік крізь товщу льоду в атмосферу визначається теплопровідністю льоду і градієнтом температури в ньому

$$S_{\lambda} = -\square_{\lambda} \frac{dt_{\lambda}}{dh_{\lambda}} \quad (4.82)$$

чи за стаціонарного режиму

$$S_{\text{л}} = - \frac{\lambda_{\text{л}} t_{\text{л}}}{h_{\text{л}}}, \quad (4.83)$$

де  $\lambda_{\text{л}}$  - коефіцієнт теплопровідності льоду;

$t_{\text{л}}$  - температура поверхні льоду, °C;

$h_{\text{л}}$  - товщина льоду, м.

Якщо тепловий потік  $S_{\text{л}}$  більший за тепловий потік  $S_{\text{с}}$ , то буде відбуватися наростання товщини льоду на нижній його поверхні.

За постійної товщини льоду, чим нижча температура поверхні льоду, тим більшим буде потік теплоти в атмосферу, а чим тонший лід, тим більший температурний градієнт у товщі льоду й інтенсивніше буде відбуватися його наростання. Таким чином, крім метеорологічних умов має значення й початкова товщина льоду.

Якщо метеорологічні умови не змінюються, і у водоймі встановився стаціонарний тепловий режим, то товщина льоду наближається до величини

$$h_{\text{л}} = - \frac{t_{\text{л}} \lambda_{\text{л}}}{S_{\text{л}}}, \quad (4.84)$$

Наростання чи танення льоду знизу відбувається до таких меж, при яких спроможність льоду пропускати тепло від води до атмосфери відповідає припливу тепла до нижньої поверхні льоду.

**Вплив розподілу швидкості течії.** У проточній водоймі при  $t = 0^{\circ}\text{C}$  приплив тепла до нижньої поверхні льоду складається з тепловіддачі дна водойми і тепла, що виникає внаслідок гідродинамічного нагрівання потоку.

Відношення товщини льодяного покриву на ділянках  $h_1/h_2$  з різними швидкостями течії  $V_1$  і  $V_2$  за інших рівних умов має вигляд:

$$h_1/h_2 = \frac{S_{\text{ТД}} + 9.8 \cdot \lambda_{\text{л}} \cdot V_1 \cdot h}{S_{\text{ТД}} + 9.8 \cdot \lambda_{\text{л}} \cdot V_2 \cdot h}, \quad (4.85)$$

де  $S_{\text{ТД}}$  - теплообмін з дном, Вт/м<sup>2</sup>;

$I$  - уклон водної поверхні, ‰;

$h$  - глибина водойми, м.

За довжиною водотоку зміна товщини льоду пов'язана з розподілом областей нагрівання й охолодження води, де змінюється гідралічний режим (місце переходу з плеса на пережат, різке звуження русла). Тут спостерігається тонший лід. Далі вниз за течією кількість тепла, що

надходить до нижньої поверхні льоду, зменшується і лід набирає товщину, яка відповідає метеорологічним умовам. [2,7,11,12].

**Вплив снігу на льодяний покрив.** Сніг, який накопичується на льодяному покриві водойми, ізолює його від безпосереднього теплообміну з атмосферою, зменшує втрати тепла, знижує амплітуду коливань температури поверхні і градієнт температури по його товщі.

Лід без снігу характеризується більш високими значеннями градієнта температури в його товщі, а швидка зміна метеоумов призводить до різких температурних коливань.

Покритий снігом льодяний покрив є двошаровим тілом з різними коефіцієнтами теплопровідності льоду  $\lambda_l$  і снігу  $\lambda_c$ , товщина якого замінюється еквівалентною товщиною:

$$h_{екв} = h_l + h_c \frac{\lambda_l}{\lambda_c}, \quad (4.86)$$

де  $h_{екв}$  - еквівалентна товщина льоду, м;

$h_l$  - товщина льоду, м;

$h_c$  - товщина снігу, м.

#### 4.8.6 Методи розрахунку наростання товщини льоду

Для одержання розрахункових формул використовуються такі методи:

1. Емпіричні зв'язки окремих чинників, які визначають наростання товщини льоду, з його товщиною чи його приростом за деякий інтервал часу.

2. Аналітичні підходи полягають у складанні рівнянь, які описують потік тепла, що надходить до нижньої поверхні льоду, і потік тепла, спрямований в атмосферу з поверхні льоду (снігу). При сумісному розв'язанні цих рівнянь щодо товщини льоду вилучається невідома температура льоду (снігу). Температуру поверхні льоду чи снігу на льоду можна визначити з рівняння теплового балансу верхньої поверхні льоду (снігу), а потім внести до розрахункової формули визначення товщини льоду.

#### Метод емпіричних залежностей

Емпіричні формули мають такий вигляд:

$$h_n = \left( \sum_{i=0}^n \alpha_i \right)^n, \quad (4.87)$$

де  $h_n$  - товщина льодяного покриву, м;

$\sum_{i=0}^n \alpha_i$  - сума середніх добових значень від'ємних температур повітря на

висоті 2 м від початку формування льодяного покриву за період , °C;

$\alpha_i$  та  $n$  - емпіричні коефіцієнти, визначаються на основі графічного зіставлення  $h$  і  $\sum_{i=0}^n \alpha_i$ .

Формули типу (4.87) побудовані за матеріалами спостережень і через коефіцієнти  $\alpha_i$  та  $n$  відображають у середньому ті умови, які мали місце під час спостережень (температуру води, висоту та щільність снігового покриву, швидкість течії води під льодом, глибину водойми тощо), не відображаючи функціональних зв'язків між ними. Однак у різних фізико-географічних умовах хід температури повітря і поверхні льоду має неоднаковий характер навіть на окремих ділянках річок, що й підтверджують різні числові коефіцієнти  $\alpha_i$  та  $n$ , визначені в емпіричних формулах (Ф.І. Бидіна, Б.Д. Зайкова, В.В. Піотровича та ін.).

### Аналітичні методи

Основний напрям отримання формул для розрахунку товщини льоду був визначений норвезьким вченим О. Девіком (1931 р.).

За відсутності на льоду снігу і надходження тепла від дна швидкість наростання льодяного покриву можна виразити диференціальним рівнянням льодоутворення

$$\frac{dh_n}{d\tau} = \frac{1}{L_n \rho_n} (S_n - S_g), \quad (4.88)$$

де  $S_n$  - тепловий потік крізь товщу льоду в атмосферу, Вт/м<sup>2</sup>;

$S_g$  - тепловий потік, що надходить до нижньої поверхні льоду, Вт/м<sup>2</sup>;

$L_n$  - питома теплота льодоутворення (кристалізації), Дж/кг;

$\rho_n$  - густина льоду, кг/м<sup>3</sup>.

Це рівняння можна визначити, виходячи з умов впливу теплообміну з атмосферою на наростання товщини льоду: якщо тепловий потік, від поверхні льоду в атмосферу  $S_n$  більший за тепловий потік від маси води водойми до нижньої поверхні  $S_g$ , то при цьому за час відбудеться

наростання товщини льоду  $dh_l$ , що супроводжується виділенням теплоти кристалізації  $S_k$

$$S_k = L_l \lambda_l \frac{dh_l}{dh_l} \cdot \quad (4.89)$$

Рівняння теплового балансу нижньої поверхні льоду (рівняння льодоутворення) буде мати вигляд:

$$S_l - S_g = S_k \quad (4.90)$$

Якщо ж (4.90) підставити у (4.89), то будемо мати диференціальне рівняння льодоутворення (4.88).

Якщо вважається, що градієнт температури в товщі льоду постійний, а втрати тепла цілком покриваються за рахунок виділення теплоти льодоутворення, тобто  $S_g = 0$ , а температура нижньої поверхні льоду дорівнює нулю, то можна записати:

$$S_l = - \lambda_l \frac{t_l}{h_l}, \quad (4.91)$$

де  $\lambda_l$  - коефіцієнт теплопровідності льоду;

$h_l$  - товщина льоду, м;

$t_l$  - температура льоду, °C.

Тоді рівняння (4.88) набуває вигляду

$$\frac{dh_l}{dh_l} = \frac{h_l}{L_l \lambda_l} \left( \frac{-t_l}{h_l} \right) \quad (4.92)$$

Товщину льоду, що утворюється за час з моменту замерзання, можна визначити, якщо розділити змінні і проінтегрувати (4.92) у межах  $(0, h)$  і  $(0, )$

$$\int_0^h h_l dh_l = \frac{\lambda_l}{L_l \lambda_l} \int_0^h (-t_l) dT \quad (4.93)$$

Після інтегрування (4.90) одержимо

$$h_n = \sqrt{\frac{2 \lambda_n}{L_n \lambda_n} (-\bar{t}_n)} \quad (4.94)$$

де  $\bar{t}_n$  - середня температура льоду за розрахунковий період, °C.

Для льодяного покриття зі снігом за умови, що двошаровий покрив сніг-лід замінений еквівалентною товщиною, а приплив тепла від води і температура біля нижньої поверхні льоду дорівнюють нулю, диференціальне рівняння наростання льодяного покриття набуде вигляду:

$$\frac{dh_n}{dt} = \frac{\lambda_n (t_c - t_n)}{\lambda_n (h_n + \frac{\lambda_n}{\lambda_c} h_c) L_n \lambda_n} \quad (4.95)$$

де  $\lambda_c$  - коефіцієнт теплопровідності снігу;

$t_c$  - температура снігу, °C;

$h_c$  - товщина снігу, м.

Інтегрування (4.92) у межах  $h_n \in [h_n, h_k]$  і  $t \in [0, \bar{t}]$  і за умови, що величини  $h_c$ ,  $\lambda_c$ ,  $\lambda_n$  - сталі, приводить до виразу:

$$h_k = - \frac{\lambda_n}{\lambda_c} h_c + \sqrt{\left( h_n + \frac{\lambda_n}{\lambda_c} h_c \right)^2 - \frac{2 \lambda_n (-\bar{t})}{L_n \lambda_n}} \quad (4.96)$$

де  $h_n$  - початкова товщина льоду, м;

$h_k$  - товщина льоду на кінець розрахункового інтервалу, м.

У практичних розрахунках формули (4.94) та (4.96) не використовуються при відсутності спостережень за температурою льоду або снігу. Температура поверхні льоду чи снігу на льоду визначається з рівняння теплового балансу поверхні і вводиться у розрахункову формулу (4.93) для визначення товщини льоду. Це формули В.В. Піотровича, Л.Г. Шуляковського, А.П. Браславського та ін. [4].

#### 4.8.7 Скресання річок

Скресання річок – тривалий процес, який визначається тепловими та механічними чинниками. До теплових належать сонячна радіація, приплив теплих повітряних мас і теплих водних мас, що характерно для річок, які

течуть на північ. До механічних чинників відноситься дія течії води під льодом, вітер, підвищення рівня.

Раніше всього починає розтавати сніг на льоду, поверх нього з'являється вода, яка постійно фільтрується у дрібні 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, які називаються **закраїнами**. У місцях зі швидкою течією, де льодяний покрив має меншу товщину, утворюються відкриті простори чистої води –**вимоїни**. Процес руйнування льодяного покриву відбувається швидше на перекатах, що зумовлено рухомістю льоду – невеликими переміщеннями льодяного покриву на окремих ділянках річок. Внаслідок цього виникають простори вільної води серед льодяного покриву, які називаються **розводдями**.

Приплив талих вод і підвищення рівня води у річках сприяє підняттю, розламуванню крижин і руху їх вниз за течією, тобто починається **весняний льодохід**. Так скресають річки, які течуть з півночі на південь. Скресання їх починається знизу і переміщується вгору за течією. Льодохід дещо випереджає хвилю водопілля та проходить відносно спокійно. З верхів'їв річки припливають крижини, затримуються біля скупчень льоду, в результаті чого можуть утворюватися величезні **затори**. Останні спричиняють підвищення рівня води у річці вище місця затору і затоплюють значні прируслові площі.

Весняний льодохід здебільшого інтенсивніший, ніж осінній, бо в ньому бере участь велика маса води і льоду, яка рухається з великою швидкістю. Товща крижин під час весняного льодоходу може досягати 1м і більше. Свої особливості скресання мають невеликі річки. У лісовій зоні вони мають значне ґрунтове живлення, тому на них утворюється тонкий лід, з потужним сніговим покривом. Скресання таких річок проходить порівняно швидко після танення снігу.

На гірських ділянках річок скресання може відбуватися раніше, ніж спостерігається потепління, за рахунок енергії потоку. Якщо водопілля рівнинної річки низьке і розтягнуте у часі, інтенсивного льодоходу, як правило, не буває, через те що вплив теплових чинників перевищує вплив механічних. У гирлах річок головну роль у скресанні відіграє вітер.

### **Зажори та затори**

**Зажори** формуються в період встановлення льодоставу на річках, коли спостерігається утворення і перенос потоком значних мас шуги, при льодоставі - на ділянках річок нижче ополонки, а також у нижніх б'єфах ГЕС. Від різного сполучення умов утворення і транзиту шуги залежить

імовірність виникнення, місце формування, а також масштаби зажорних явищ.

Утворюються зажори внаслідок великої швидкості і турбулентності потоку, які зумовлюють виникнення шуги й утруднюють утворення льодяного покриву, а також внаслідок незначної механічної міцності шуги. На ділянках з різким зменшенням швидкості потоку шугові скупчення утворюють шуго-льодяний покрив. При посуванні льоду відбувається динамічне ущільнення і деформація шуго-льодяного покриву, що спричиняє зменшення водного перерізу і по'язане з цим підвищення рівня води.

Процес формування зажорів займає іноді декілька днів, супроводжується значним підйомом рівня води.

Розрізняють такі характерні місця й умови утворення зажорів.

1. Біля крайки льодоставу в період шугоходу, на порожистій чи на стиснутій заберегами ділянці річки. Збільшення головної частини зажору відбувається за рахунок заповнення шугою перерізу потоку, а хвостової – за рахунок приросту й ущільнення переважно поверхневих скупчень шуги.

2. Нижче ополонки в період льодоставу. Шуга, що утворюється в ополонці, заноситься під лід, де й відбувається її нагромадження. Це явище часто спостерігається на значній протяжності річки.

3. У нижніх б'єфах ГЕС. Інтенсивність і послідовність розвитку зажорних явищ визначається морфометричними особливостями, характером розподілу уклонів по довжині річки у поєднанні з режимом роботи ГЕС, гідрометеорологічними умовами.

**Затори льоду** – складне і грізне явище природи. З одного боку, затори, спричиняючи повіддя, утруднюють господарське освоєння річок, їхніх долин, завдають величезних збитків. З іншого боку, щорічно утворюючись на річках, які течуть з півдня на північ, і будучи природною умовою скресання річок, відіграють позитивну роль, тому що зумовлюють більш раннє очищення річки, ніж це можна чекати за метеорологічних умов.

Утворення заторів не обов'язково відбувається до постійних місць, їхнє формування може відбуватися не щороку, тому що не завжди й не скрізь складається необхідне сполучення умов для утворення затору.

Затор являє собою зупинений, ущільнений, багатошаровий, битий лід, нагромаджений у руслі, який спричиняє підвищення рівня вище затору за рахунок стиснення водного перерізу і зниження рівня - на ділянці нижче затору.

Утворення заторів починається із зупинки плавучого льоду, який нагромаджується під впливом тиску льоду, що припливає зверху, і тиску потоку. Створюється щільне й потужне скупчення льоду, що спричиняє стиснення водного перерізу.

Основні чинники, які сприяють утворенню заторів, пов'язані з морфологічними характеристиками русел, умовами замерзання та інтенсивністю розвитку весняних процесів, причому як метеорологічних, так і гідрологічних.

Ділянками утворення заторів звичайно є круті повороти русла, розгалуження річки на рукава, звуження русла. Затори утворюються також на ділянках з різкою зміною уклону водної поверхні: при переломі поздовжнього профілю на незарегульованих річках, на зарегульованих ділянках – при виклинюванні підпору. Можливі утворення заторів і на гирлових ділянках річок.

Імовірність утворення затору визначається й характером встановлення льодоставу: не дружня осінь з поверненнями тепла сприяє значному шугоутворенню, утворенню льодяних перемичок, переміщень, накопиченню льоду в перемичках.

Інтенсивність розвитку весняних процесів визначається за висотою підвищення рівня води і міцності льоду. При затяжній недружній весні лід, що втратив значну частину міцності до моменту скресання, руйнується, а затори не утворюються. Найбільш потужні затори утворюються на річках, які скресаються за участі механічного чинника – зламається досить міцний лід, при цьому ділянки з найбільш потужним льодом можуть зберігатися, будучи осередками заторів.

Боротьба із заторами зводиться до заходів, спрямованих на попередження їх утворення. Для цього проводиться попереднє руйнування льоду за допомогою вибухів чи криголамів.

Спорудження гідровузла з водосховищем ліквідує затори у зоні підпору і безпосередньо за греблею у зоні впливу скидання теплих зимових вод водоймища, де утворюється більш слабкий лід. Нижче греблі, на більш віддаленій від греблі ділянці, затори можна послабити, забезпечуючи необхідне співвідношення між збільшенням рівня води, що зламає лід, і тепловим руйнуванням льоду.

Недостатня вивченість фізичної сторони явища утворення заторів і складність проведення натурних досліджень ставлять перед дослідниками задачу моделювання умов затороутворення, вивчення їх у лабораторних умовах. [12].

#### **4.9. Джерела забруднення річок та заходи щодо охорони водних ресурсів**

Забруднення річок поділяють на біологічне та антропогенне.

**Біологічне** забруднення річок відбувається внаслідок природних процесів росту біомаси гідробіонтів, переважно гідрофітів, з подальшим їх

відмиранням та розкладанням, а також через надходження органічних речовин, що утворились у межах басейну.

Важливим джерелом антропогенного забруднення хімічними речовинами є стічні води промислових підприємств, сільськогосподарських угідь, господарсько-побутові стоки. Крім того, природні води можуть забруднюватись через атмосферу, внаслідок скидання теплих вод, які використовуються для охолодження ТЕС і АЕС, міськими зливовими стоками, нафтопродуктами і хімікатами під час їх транспортування, водами шахт і рудників тощо.

Головним джерелом надходження у природні води токсичних речовин є стічні води промислових підприємств, які містять важкі метали, детергенти, нафтопродукти, феноли тощо. В незабруднених природних водах цих речовин немає.

Господарські побутові стічні води утворюються внаслідок використання населенням водопровідної води для побутових і господарських цілей з подальшим скиданням використаної води у каналізаційну мережу. Побутові стічні води містять фізіологічні виділення людей, синтетичні поверхнево-активні речовини тощо. Для цих вод характерна насиченість їх яйцями гельмінтів і бактеріальною флорою.

Вплив сільськогосподарського виробництва на хімічний склад природних вод, пов'язаний з внесенням добрив і отрутохімікатів, тваринницькими комплексами, ерозією ґрунтів.

Стік із сільськогосподарських територій може бути поверхневим і ґрунтовим, залежить від типу землеробства, характерного для даного регіону: богарний, зрошувальний чи осушувальний.

За даними у цілому по Україні за рахунок антропогенних чинників формується 6087 тис.т чи 10.1 т/км<sup>2</sup> стоку щорічно. Найменші значення показника антропогенного іонного стоку спостерігаються в межах Полісся (0.4 т/км<sup>2</sup>), Гірських Карпат (0.7 т/км<sup>2</sup>) і Кримських гір (1.3 т/км<sup>2</sup>); максимум – у північно-східній частині Приазов'я (147 т/км<sup>2</sup>).

Середній хімічний склад розчинених у річкових водах мінеральних речовин антропогенного походження має характерний хлоридно-сульфатний натрієво-магнієвий склад з мінералізацією 105 мг/ дм<sup>3</sup> (в межах України) [5]. Спостерігається закономірне зростання мінералізації у південно-західному напрямку від 4 мг/ дм<sup>3</sup> у Поліссі до 755 мг/ дм<sup>3</sup> - у степовій зоні. У межах гірських країн вплив антропогенних чинників знижується – 1 мг/ дм<sup>3</sup> у Карпатах, 3 мг/ дм<sup>3</sup> – у Гірському Криму.

В цілому у річках країни внаслідок господарської діяльності формується 21% мінеральних розчинених речовин, у тому числі 58% - іонів хлору і 47% - натрію [5].

**Водоохоронні заходи** – це природоохоронні заходи, спрямовані на зменшення надходження забруднювальних речовин безпосередньо у річки

і водойми, на поверхню їхніх водозборів, у підземні води, що живлять річки й водойми, в атмосферу [5].

Місцями безпосереднього здійснення водоохоронних заходів є антропогенні джерела формування забруднювальних речовин.

Головною класифікаційною ознакою водоохоронних заходів є час їх здійснення відносно моменту формування забруднювальних речовин або моменту їх здійснення у довкіллі. Відповідно з цим усі водоохоронні заходи поділяються на три типи:

1. **Попереджувальні** – здійснюються в місцях утворення забруднювальних речовин до початку виробництва, супроводжують цикл „виробництво - споживання” або „виробництво - використання” [5,10].

2. **Розподільні** – значення заходів полягає у вирівнюванні антропогенних навантажень в басейнах річок і водойм шляхом перерозподілу у часі і просторі надлишкових об’ємів забруднювальних речовин, які потрапляють у водні об’єкти після здійснення попереджувальних водоохоронних заходів.

3. **Компенсаційні** водоохоронні заходи – повинні забезпечувати нейтралізацію шкідливого впливу на якість води тієї частини відходів, яка надходить у водний об’єкт після здійснення попереджувальних заходів. Ці заходи спрямовані на зменшення надходження забруднювальних речовин і на відновлення асимілюючої спроможності водозбору. Можуть здійснюватися поза межами водозбору і водного об’єкта, на водозборі та безпосередньо у водному об’єкті [5, 10].

## 5 ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ

### 5.1 Озера

#### 5.1.1 Загальні поняття і поширення озер на земній кулі та в Україні

**Озером** називають природну западину суші, заповнену прісними або солоними водами, безпосередньо не по'єднану з морем (океаном), зі сповільненим водообміном. Штучна водойма, створена водопідпірною спорудою на водотоці для зберігання води та регулювання стоку називається **водосховищем**. Мілководне водосховище площею не більше 1 км<sup>2</sup> називають **ставком**.

Наука, що вивчає гідрологічний режим і біологічні особливості озер і водосховищ, називається **озерознавством**.

Озеро утворюється тоді, коли надходження вод (поверхневих і підземних) в улоговину більше за втрати води з неї внаслідок випаровування, фільтрації та стоку.

Загальний об'єм води озер земної кулі досягає 176 тис. км<sup>3</sup>, 52% з них – прісні, 48% - мінералізовані. Об'єм озер у 90 разів перевищує сумарний об'єм води в руслах річок і в 4 рази - середній річний стік всіх річок земної кулі.

У табл. 5.1 наведені характеристики найбільших озер земної кулі.

На території України нараховується близько 20 тисяч озер, з них понад 7 тисяч мають площу водної поверхні від 0.1 км<sup>2</sup> і більше. Загальна їхня площа становить 6172 км<sup>2</sup>, об'єм води – понад 9.7 млрд. м<sup>3</sup> [13].

У табл. 5.2 наведені характеристики найбільших озер України.

Озерними районами в Україні є Волинські і Деснянські озера, озера –заплави Сіверського Дінця, Подільські і Придунайські, Чорноморські лимани і гірські озера Криму та Карпат.

Вздовж Чорного моря, у межиріччі Дунаю і Південного Бугу, є велика група (42) озер і лиманів, загальна площа яких перевищує 850 км<sup>2</sup>.

#### 5.1.2 Типи озер за походженням і характером водообміну

Озерні улоговини утворюються під впливом **ендогенних** (внутрішніх) та **екзогенних** (зовнішніх) процесів. Ендогенні процеси пов'язані з гороутворенням (тектонікою) і вулканічними явищами, внаслідок яких утворюються тектонічні та вулканічні улоговини – великі і глибокі западини. Зовнішні процеси виявляються у діяльності води, льоду

Таблиця 5.1 – Найбільші озера земної кулі

Озеро	Країна	Площа, тис. км <sup>2</sup>		Об'єм, м <sup>3</sup>	Найбільша глибина, м
		водозбору <i>F</i>	дзеркала <i>F</i> <sub>0</sub>		
Європа					
Каспійське	Росія	3100	374	78200	1025
Ладозьке	-“-	258	17,7	908	230
Онезьке	-“-	51,5	9,95	295	127
Венерн	Швеція	46.8	5,5	180	100
Азія					
Аральське	Росія	1830	64,1	1020	86
Байкал	-“-	540	31,5	23000	1741
Балхаш	-“-	395	18,2	112	26
Тонлесап	Кампучія	-	10,0	40	12
Африка					
Вікторія	Танзанія, Кенія, Уганда	190	69,0	2700	92
Танганьїка	Танзанія, Заїр, Замбія	237	32,9	18900	1435
Ньяза	Танзанія, Мозамбік, Малаві	94,1	30,9	7725	706
Чад	Чад, Нігер, Нігерія	1200	16,6	44,0	12
Рудольф	Кенія	153	8,66	-	73
Північна Америка					
Верхнє	Канада, США	128	82,7	11600	406
Гурон	Канада, США	-	59,8	3580	229
Мічиган	США	249	58,1	4680	281
В. Медвеже	Канада	-	30,2	1010	137
В. Невольниче	Канада	1000	27,2	1070	156
Ері	Канада, США	58,8	25,7	545	64
Південна Америка					
Маракайбо	Венесуела	49,7	13,3	-	35
Тітікака	Перу, Болівія	35,8	8,11	710	230
Австралія					
Ейр	Австралія	1144	15	-	20
Амадієс	-“-	-	8	-	-

Таблиця 5.2 – Найбільші озера України

Озеро	Площа водо- збору, км <sup>2</sup>	Площа водного дзер- кала, км <sup>2</sup>	Дов- жина, км	Макс. ширина, км	Глибина, м		Об'єм загальн., млн. м <sup>3</sup>
					середня	макс.	
Шацькі озера:							
Світязь	112	27,5	7,8	4,1	6,3	58,4	180,0
Пулемецьке	52,5	16,4	6,0	3,6	4,4	19,0	72,0
Луки	124	6,75	5,3	2,5	2,0	3,2	13,0
Турське	205	12,0	5,6	3,2	0,9	2,6	12,3
Горіхове	399	5,5	3,9	2,1	1,7	3,6	10,5
Придунайські заплавні озера:							
Ялпуг	4300	149	38,0	7,0	2,6	6,0	387
Кугурлуй	4430	82,0	20,0	10,0	1,0	2,0	82,0
Кагул	941	90,0	25,0	8,0	2,0	7,0	180
Китай	1410	60,0	25,0	3,0	1,7	5,0	102
Озера Криму:							
Донузлав	1288	48,2	30,0	8,5	4,0	27,0	192,8
Сасик-Сиваш	1064	75,3	14,0	9,0	0,5	1,2	37,6
Айгульське	213	37,5	18,0	4,5	0,1	0,3	3,75
Озера Карпат:							
Синевір	-	0,07	-	-	16	24	-
Озірус	-	1,2	-	-	-	9,5	-

і вітру, під дією яких виникають ерозійні, провальні, акумулятивні, еолові та греблеві типи улоговин.

В залежності від походження улоговини поділяються на декілька типів:

**Тектонічні** – розміщені в прогинах земної поверхні, звичайно глибокі, великі за площею та витягнуті в довжину. До них відносяться озера: Каспійське та Аральське, Ладозьке, Байкал, Севан, Вікторія, Танганьїка, Ері та ін.

**Вулканічні** – виникають у кратерах згаслих вулканів, мають округлу і воронкоподібну форму, зустрічаються на Камчатці, в Закавказзі, Ісландії, Італії, Японії та ін.

**Льодовикові** – пов'язані з діяльністю сучасних або стародавніх льодовиків і бувають **ерозійними** або **акумулятивними**. До перших відносяться озера, які виникають у створених льодовиком улоговинах на

великих кристалічних масивах (Кольського півострова, Карелії, Скандинавії, Альп, Кавказу та ін.). Інші розташовані серед моренних відкладів області стародавнього обледеніння (Прибалтика, Канада), зустрічаються і в передгір'ях.

**Водноерозійні та водноаккумулятивні** – пов'язані з діяльністю річкових або морських вод. До них належать старорічища, плеси, озера річкових дельт і морського узбережжя: лагуни - відчленовані від моря наносами затоки, лимани - гирлові ділянки річок, відокремлені від моря косами або барами.

**Провальні** – утворюються внаслідок вилугування гірських порід і танення прихованого льоду. Це карстові озера, просядкові (суфозійні) та термокарстові. **Карстові** знаходяться у місцях залягання вапняків, доломітів, які легко розмиваються водою. Улоговини, утворені при цьому, незначні, округлої форми, глибокі. Вони зустрічаються на Уралі, Кавказі, у Криму та інших районах. **Просадкові** або **суфозійні** улоговини виникають внаслідок тривалого виносу підземними водами тонких глинистих частинок або вимивання водою деяких солей, що призводить до осідання шарів ґрунту. Типові для лісових та степових районів недостатньої зволоженості. У районах багаторічної мерзлоти поширені **термокарстові** улоговини, утворені внаслідок танення льодяних лінз і пов'язаного з ним осідання ґрунтів; форма їх овальна, глибини невеликі. Поширені в тундрі, Сибіру, Забайкаллі.

**Еолові** – утворюються в западинах, що виникають через видування вітром невеликих частинок ґрунту в умовах сухого клімату, поширені між дюнами і барханами Арало-Каспійської низовини.

**Завальні** – виникають у гірських системах при перегородженні річкових долин обваленнями або зсувами, наприклад Сарезьке озеро на Памірі, Ріца - на Кавказі.

**Органогенні** – вторинні озера, утворені на болотах; мають значну площу та глибину.

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

Улоговини зазнають впливу процесів, які відбуваються на водозборі і у самій водоймі. Основними чинниками є геологічна будова улоговин і навколишньої місцевості (гранулометричний склад порід, стійкість їх проти розмиву); формування рельєфу (тектонічний рух, просядки ґрунтів, зсуви та ін.); рідкий і твердий стік поверхневих і підземних вод; рух вод водойми (хвилювання, течії, перемішування вод), який зумовлює руйнування берегів, переміщення наносів; життєдіяльність водних організмів; хімічна ерозія; антропогенна дія, яка змінює природні процеси.

Зміна улоговин під дією чинників відбувається у двох напрямках – формуванні берегів і замуленні.

За характером водообміну озера поділяються на дві групи:

**стічні** – озера, які скидають частину своїх вод у вигляді річкового стоку, це озера районів вологого і помірного клімату та проточні озера.

Стічні озера характеризуються різною інтенсивністю водообміну, який має велике значення у гідрологічних, біологічних і хімічних процесах, що виникають у водоймах. Окрему групу складають озера зі змінним стоком – **тимчасово стічні**, коли стік з озера спостерігається періодично, під час найбільшого притоку в озеро;

**безстічні** – озера, які не мають стоку, характерні для посушливих районів. За Б.Б. Богословським [11, 12], інтенсивність водообміну визначається відношенням об'єму води в озері до об'єму води, який з нього витікає.

### 5.1.3 Морфологія озерних улоговин

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, узбережжя та берегової обмілини** (рис. 5.1).

**Берег** - частина суші, що оточує озеро у вигляді схилів різної крутизни. Основа берега знаходиться на верхній межі берегового прибою; постійно руйнуючись, берег відступає від урізу вглиб суші. Закінчується берег бровкою, тобто лінією сполучення схилів з прилеглою місцевістю.

**Узбережжя** – зона прибою. Частина цієї зони, що примикає до берега лише за великих хвиль, має назву сухого узбережжя. Частина, яка затопляється періодично при підвищенні рівня води, називається затопленою, а частина узбережжя, яка перебуває під водою постійно, називається підводною.

**Берегова обмілина** має вигляд підводної тераси, що опускається в бік озера крутим схилом (відсип). Обмілина виникає через розмив (абразію) корінних порід і налив (аккумуляцію) матеріалу, принесеного хвилями.

За глибиною і будовою дна озерної улоговини виділяють дві зони: прибережну мілководну (узбережжя та берегова обмілина) – **літораль**, дно якої піддається дії хвиль, і центральну, глибинну область, недоступну хвилюванню – **профундаль**. У межах літоралі зазвичай інтенсивно розвивається вища водна рослинність – макрофіти.

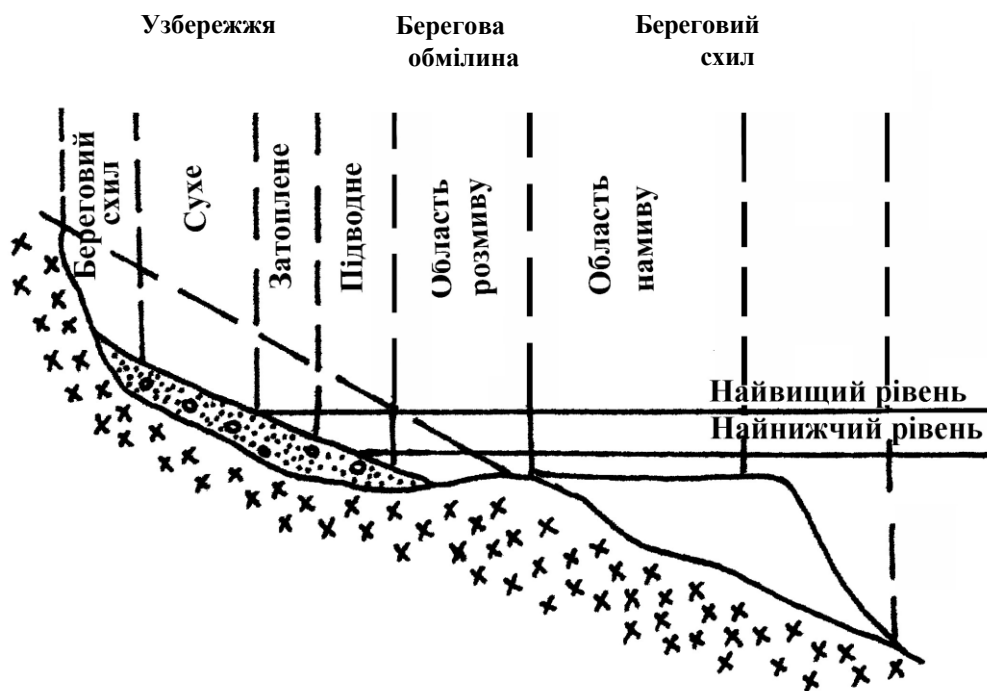


Рисунок 5.1 – Схема берегової області озера

Перехідною ділянкою між літораллю та профундаллю є **сублітораль**, яка має значний уклон дна.

Глибина на зовнішній межі літоралі залежить від розмірів хвиль (довжини та висоти), які визначаються силою вітру і розмірами акваторії.

Замулення улоговин відбувається внаслідок відкладання на дні наносів, які надходять з водозборів, продуктів розмиву берегів і залишків відмерлих водних організмів. На літоралі відкладаються більш крупні частинки річкових і делювіальних наносів, продуктів розмиву берегів. Більш дрібні частинки виносяться до профундалю і заповнюють заглибини дна, яке вирівнюється, водойма міліє, вища водна рослинність просувається від берегів до середини, озеро поступово заростає.

Берегова лінія вирівнюється внаслідок розмиву мисів і заповнення наносами заток. Улоговини багатьох озер заповнені масою донних відкладів, глибина яких в декілька разів перевищує сучасну [4].

#### 5.1.4 Морфометричні характеристики водойм

До морфометричних характеристик водойм відносяться абсолютні та відносні величини, які характеризують розміри і форму улоговин, а також кількість в ній води.

Морфометричні характеристики визначаються за планом або картою водойми в ізобатах (лінії рівних глибин) і відносяться до певного рівня води. Під час складної побудови улоговини визначаються як для всієї водойми, так і для окремих її частин.

Основні морфометричні характеристики водойм:

**Довжина** (  $L$  , км) водойми – найменша відстань між двома найвіддаленішими точками берегової лінії, виміряна по поверхні водойми.

**Ширина** (  $B$  , км) водойми: середня (  $B_{сер}$  ) – відношення площі водного дзеркала (  $F_0$  ) до його довжини (  $L$  ); максимальна (  $B_{макс}$  ) – найбільша відстань між берегами по перпендикуляру до довжини.

**Довжина берегової лінії** (  $\ell$  , км) визначається за урізом води (нульовою ізобатою).

**Коефіцієнт звивистості берегової лінії** (  $K$  ) - відношення довжини берегової лінії до довжини кола (  $f_0$  ), площа якого дорівнює площі водойми:

$$K = \ell / 2\sqrt{\pi F_0} . \quad (5.1)$$

**Площа водної поверхні (дзеркала)**  $F_0$  і площі між ізобатами визначаються планіметруванням або палеткою. Площі між ізобатами необхідні для визначення часткових об'ємів водойми і побудови залежності між площею і рівнем.

**Батиграфічна (гіпсографічна) крива** – графічна залежність між глибинами або відмітками ізобат і площами між ізобатами. Для побудови батиграфічної кривої на осі ординат відкладається шкала глибин, на осі ординат – шкала площ, обмежених ізобатами (рис. 5.2,а). Для побудови гіпсографічної кривої замість значень глибин наносяться відмітки рівнів води (горизонталі) [4, 12].

За батиграфічною кривою можна графічно визначити **об'єм всієї водної маси водойми**, а також об'єми окремих шарів води. Об'єм всієї водної маси визначається планіметруванням площі між осями координат і кривою (площа фігури  $OaH_{макс}$  ) та множенням її на значення одиниці площі у масштабі.

**Глибина водойми** (  $H$  , м): максимальна (  $H_{макс}$  ) визначається за даними вимірів глибин; середня (  $H_{сер}$  ,м) – відношенням об'єму води  $V$  до площі дзеркала водойми  $F_0$  .

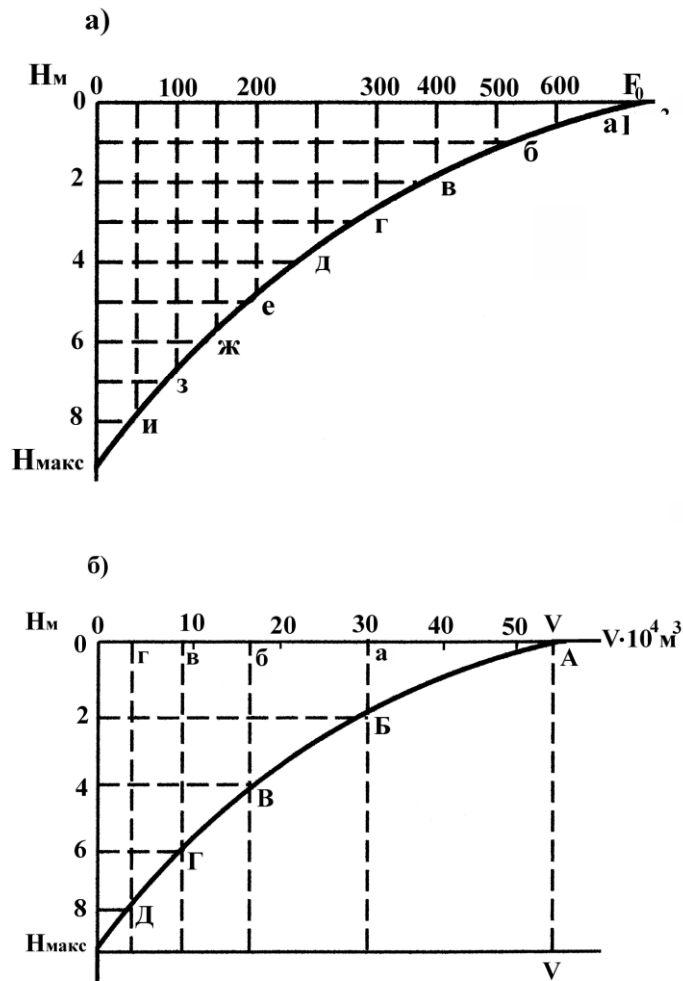


Рисунок 5.2 – Батиграфічна та об’ємна криві озера  
а – батиграфічна крива; б – об’ємна крива

**Об’єм водної маси** ( $V_0$ , км<sup>3</sup> або млн. м<sup>3</sup>) визначається аналітичним способом: спочатку обчислюються об’єми шарів води водойми, обмежених площами ізобат ( $V_i$ ), взятих за геометричні фігури (зрізані конуси, призми), потім розраховується об’єм всієї водойми:  $V_0 = \sum V_i$ . При цьому, використовують формули:

зрізаного конуса

$$V_i = \frac{1}{3} h \left( f_1 + f_2 + \sqrt{f_1 + f_2} \right); \quad (5.2)$$

призми

$$V_i = \frac{1}{2} h(f_1 + f_2), \quad (5.3)$$

де  $h$  - переріз ізобат, м;

$f_1$  та  $f_2$  - площі, обмежені ізобатами, км<sup>2</sup>.

**Об'ємна крива** відображує залежність між об'ємом водної маси водойми і її глибиною (рівнем води). Для її побудови на осі ординат відкладаються глибини (рівні води), по осі абсцис – об'єми води між ізобатами (рис. 5.2,б).

Розміри і форми водойм суттєво впливають на гідрологічний режим і умови існування водних організмів. Зокрема, у мілких водоймах з великою площею дзеркала вода перемішується вітрами до дна, тепло і розчинені елементи розподіляються у водній масі рівномірно, в той час як у глибоких водоймах перемішування відбувається тільки у приповерхневих шарах, тому спостерігаються різкі зміни температури та інших фізико-хімічних показників по вертикалі; за цими показниками відрізняються води літоралі і профундалі.

В мілких водоймах вода прогрівається сильніше й інтенсивніше розвивається життя, заростання водною рослинністю.

Співвідношення площ басейну водойми і водного дзеркала впливає на водний баланс, коливання рівнів і водообмін.

### 5.1.5 Водний баланс озер

Основним джерелом живлення озер є атмосферні опади та надходження річкових вод. Конденсація водяної пари з атмосфери спостерігається в тому разі, коли температура поверхневих шарів води в озері нижча за температуру повітря. Підземне живлення здійснюється за рахунок припливу підземних вод.

Втрати води з озера відбуваються за рахунок випаровування з водної поверхні, поверхневого і підземного стоку, а також забору води на господарські потреби.

Співвідношення між кількістю води, яка надходить до озера, живленням, втратами і зміною об'єму водної маси озера за деякий проміжок часу, визначається **водним балансом озера**.

Таким чином, рівняння водного балансу озера має вигляд

$$X_0 + Y_{\text{ПОВ}} + Y_{\text{ПД}} + C_0 - Y_{\text{СТ}} - Y_{\text{Ф}} - E_0 - Y_3 = \pm \Delta V_0, \quad (5.4)$$

де  $X_0$  - атмосферні опади на дзеркало, мм;

$Y_{ПОВ}$  - поверхневий приплив до озера, мм;

$Y_{ПД}$  - підземний приплив до озера, мм;

$C_0$  - конденсація водяної пари на дзеркало, мм;

$Y_{СТ}$  - поверхневий стік з озера, мм;

$Y_{\Phi}$  - підземний стік (фільтрація) з озера, мм;

$E_0$  - випаровування з водної поверхні, мм;

$Y_3$  - забір води з озера для господарських потреб, мм;

$\pm \Delta V_0$  - зміна об'єму води в озері за розрахунковий період, м<sup>3</sup>.

Всі складники водного балансу визначаються в об'ємних одиницях (млн.м<sup>3</sup>) або у міліметрах шару води.

Враховуючи тільки основні складники водного балансу, якщо  $Y_3=0$ , а  $Y_{ПД}=Y_{\Phi}$ , рівняння можна записати у вигляді

для стічних озер

$$X_0 + Y_{ПОВ} = E_0 + Y_{СТ} \pm \Delta V_0, \quad (5.5)$$

для безстічних

$$X_0 + Y_{ПОВ} = E_0 \pm \Delta V_0. \quad (5.6)$$

За умовами живлення поверхневими водами озера поділяються на припливні, які мають поверхневий приплив у вигляді річок; безприпливні – не мають припливу; припливно-стічні – мають приплив і стік [4, 12].

### 5.1.6 Рівневий режим озер

Коливання рівнів води озер спостерігається при змінах об'ємів цих водойм, пов'язаних з їхнім водним балансом. Рух води (хвилювання, течії, згони та нагони, сейші) порушує горизонтальне положення поверхні водоймищ і призводить до коливань рівня (денівеляції) води на різних ділянках одної і тієї ж самої водойми. Коливання рівнів води, пов'язаних зі змінами об'ємів води, бувають періодичними (які відбивають хід складових водного балансу за рік або більш тривалий період) і неперіодичними (які залежать від випадкових змін того чи іншого складника балансу). У періоди перевищення приходної частини балансу

над витратною спостерігається підйом рівня води; перевищення витратної частини спричиняє зниження рівня.

Внутрішньорічні коливання рівня води озер, як і складників водного балансу, підлягають гідрологічним особливостям тієї чи іншої природної зони. Крім того, коливання рівнів води залежать від морфологічних особливостей озер та їхніх водозборів.

В озерах з порівняно невеликою площею водозбору  $F$  і площею водного дзеркала озера  $F_0$  (значною величиною  $kF = F / F_0$ ), амплітуда коливань рівнів води більша, ніж в озерах зі значною площею  $F_0$ .

Для озер північних широт режим коливань рівня за рік характеризується добре визначеним максимумом на початку літа за рахунок припливу річкових вод і мінімумом наприкінці зими – весною.

Озера, розташовані у помірних широтах, мають протягом року два максимуми рівня – весною та восени, два мінімуми – зимою та влітку. Весняний максимум формується сніготаненням, осінній – дощовими опадами. Зимовий мінімум спостерігається перед скресанням льодяного покриву через зменшення живлення, літній – зумовлений інтенсивним випаровуванням.

У степовій зоні максимальні рівні бувають весною від сніготанення, потім спостерігається швидкий їх спад у зв'язку зі зростанням витрат води на випаровування. До середини літа озера пересихають.

Крім річних коливань рівня води, на озерах відмічаються внутрішньовікові зміни з циклом 20-50 років. Останні зумовлені циклічними коливаннями загальної вологості території.

### 5.1.7 Динамічні явища в озерах

До динамічних явищ відносяться тимчасовий та постійний рух водних мас у вигляді вітрових хвиль і течій.

**Хвилювання.** Діючи на водну поверхню, вітер виводить воду з стану рівноваги, а сила тяжіння змушує її повернутися до початкового стану. Так виникають хвилі, названі **гравітаційними**. Їх розмір залежить від швидкості та тривалості вітру, довжини розгону (шляху, протягом якого діє вітер на водну поверхню) і глибини водойми на шляху розгону хвилі. Переріз декількох послідовних хвиль вертикальною площиною в головному напрямі їхнього руху утворює хвильовий профіль, на якому виділяють основні його елементи (рис. 5.3).

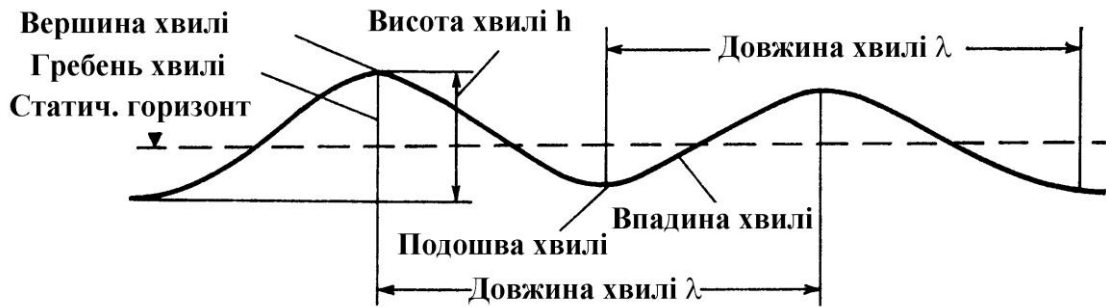


Рисунок 5.3 – Елементи вітрової хвилі

**Середня хвильова лінія (статичний горизонт)** – рівень води частини акваторії, який відповідає стану спокою (відсутність хвилювання).

**Гребінь** – частина хвилі, розміщена вище середньої хвильової лінії, вершина хвилі – найвища точка гребеня.

**Впадина** – частина хвилі, розміщена між двома сусідніми гребенями нижче середньої хвильової лінії, **подошва хвилі** – найнижча точка западини.

**Висота хвилі**  $h_{хв}$  – перевищення вершини хвилі над подошвою.

**Довжина хвилі**  $\lambda_{хв}$  – відстань між сусідніми вершинами або подошвами, перебуває в одній фазі коливання.

**Крутість хвилі**  $\square_{хв}$  – відношення висоти хвилі до довжини.

**Період хвилі**  $\square_{хв}$  – час, за який хвиля проходить відстань, яка дорівнює її довжині.

**Швидкість руху хвилі**  $V_{хв}$  – відстань, яку проходить окрема точка хвилі за одну секунду.

Між трьома основними елементами хвилі (швидкістю, періодом і довжиною) існує співвідношення:

$$\square_{хв} = \square_{хв} \cdot V_{хв} \quad (5.7)$$

Вітрові хвилі характеризуються навітряним схилом (назустріч діючому вітру) і протилежним йому підвітряним схилом.

Максимальна висота хвилі буває різною. Для озер Байкал і Телецьке вона становить 4 м і більше, Ладозького – 5-8, Онезького – 2.5-3 м, для озера Мічиган (США) – 6-9 м.

Залежно від співвідношення між глибиною і довжиною хвилі розрізняють хвилі глибокої та мілкої води. До **хвиль глибокої води** умовно відносять ті з них, довжина яких менша за подвійну глибину на

даній акваторії. Хвилі, довжина яких більша за подвійну глибину або дорівнює їй, називають **хвилями мілкої води**.

Досягаючи берега, хвилі поступово руйнуються, утворюють прибії. Розбиваючись, прибіїні хвилі мають велику руйнівну силу, яка спричиняє значні деформації водойм. Якщо хвилі руйнуються на відстані від берега, то таке явище називають буруном. Воно супроводиться частковим руйнуванням гребеня і виникненням піни.

**Течії.** Течіями у водоймах називають поступальні горизонтальні переміщення мас води під дією різних гідрометеорологічних факторів: вітру, припливу з водозбору та стоку з водойми, неоднорідності густини води, зміни атмосферного тиску та ін.

**Вітрові течії** спричиняються дотичною напругою вітру. Під безпосередньою його дією на акваторії в поверхневому шарі води виникає **дрейфова течія**, напрямлена за вітром. Швидкість течії може досягати 50 см/с. Одночасно з дрейфовими течіями у глибинних шарах розвиваються **градієнтні течії**. Вони виникають внаслідок перекосу водної поверхні (згінно-нагінна денівеляція) і є компенсаційними, тобто повертають воду з підвітряного берега. Швидкість такої течії не перевищує 10-20 см/с, а напрям-протилежний дрейфовій течії.

Після припинення дії вітру в поверхневому шарі води утворюється **двовітрова течія**, яка є компенсаційною, швидкістю до 30-40 см/с. Це явище виникає тільки завдяки згінно-нагінним явищам, які ще зберігаються після припинення вітру.

Дрейфові і вітрові гравітаційні течії, які діють одночасно, носять назву **змішаних**.

**Стічні течії** зумовлені припливом і стоком річкових вод. Річки, що впадають у водойми, підвищують рівень, у тому місці, де вони витікають – знижують. При цьому утворюється уклон водної поверхні, який і призводить до утворення руху води. Швидкість, ширина та глибина поширення цієї течії залежать від співвідношення об'єму і густини води у водоймі, кількості води, припливу стоку з неї.

**Густинні (конвекційні)** течії найрозвинутіші у великих водоймах, де спостерігається неоднорідність розподілу температури і густини води. Такого виду течії спостерігаються в періоди нагрівання та охолодження водойм, коли різниця температур центральних і прибережних районів досягає максимуму. Густинною циркуляцією може охоплюватись шар води до глибин 50-150 м (Ладозьке озеро, Байкал). Швидкості в поверхневих шарах становлять 25-50 см/с.

Під дією різних сил у водоймах виникають перекоси водної поверхні (денівеляції). Після денівеляції вся водна маса, намагаючись повернутися до рівноваги, набуває коливального руху. Ці коливання (стоячі хвилі), які поступово затухають під дією тертя, називають **сейшами**. Основні

причини виникнення сейшів – зміна атмосферного тиску і вітер, який призводить до появи згінно-нагінних явищ (перекіс рівня).

При сейшах у водоймах взагалі мають місце одна або декілька ліній (точок), у яких рівень води незмінний. Це – вузли (вузлові лінії), залежно від яких сейші бувають одновузлові, двовузлові та ін.

Сейші впливають на гідрологічний режим – спричиняють коливання температури, вмісту кисню, суспензій на різних глибинах, переміщення значних за об'ємом водних мас, водообмін між відкритими та прибережними районами. [4, 12].

### 5.1.8 Термічний режим озер

Термічні процеси у водоймах повільного стоку значно відрізняються від процесів у річках: турбулентність сприяє вирівнюванню температур з глибиною, тому охолодження та нагрівання води у річці доволі швидко слідує за коливаннями температури повітря. В озерах же температура на різних глибинах може відрізнятися значно.

Безперервно здійснюваний теплообмін між водною масою водойми, атмосферою та ложем зумовлює **температурний режим**. Найактивніше теплообмін проявляється у поверхневих шарах. Глибші шари нагріваються перемішуванням, а також безпосереднім проникненням сонячної радіації на глибину. Останнє залежить від прозорості води і для глибини 5 м становить всього 0-5% променистої енергії.

Процеси, зумовлені нагріванням та охолодженням озер, взаємопов'язані і відбуваються одночасно. Від співвідношення надходження та втрати теплоти в озері залежить його тепловий баланс, який визначається основними складниками: радіаційним балансом, теплообміном з атмосферою і теплообміном з дном водойми. Інші складники балансу – тепловий стік річок, тепло, що виділяється при льодоутворенні або витрачається при таненні льоду, тепло за рахунок біологічних і біохімічних процесів за питомою вагою надто невеликі.

Тому рівняння теплового балансу озера за деякий проміжок часу має вигляд (розділ 4.7):

$$S_{PP} + S_{BA} - S_{BB} \pm S_{TA} \pm S_{BK} \pm S_{TD} = \pm \boxed{S} \quad (5.8)$$

де  $S_{PP}$  - теплообмін на поверхні водойми за рахунок поглинення водою (сніговим і льодяним покривом) короткохвильової сонячної радіації (прямої та розсіяної);

$S_{BA}$  - поглинення водою (сніговим, льодяним покривом) зустрічного довгохвильового випромінювання атмосфери;

$S_{BV}$  - довгохвильового випромінювання води (сніговим, льодяним покривом);

$S_{TA}$  - турбулентного обміну теплоти з атмосферою шляхом конвекції, молекулярної та турбулентної теплопровідності (за рахунок різниці температури води і повітря);

$S_{BK}$  - теплообміну при випаровуванні або конденсації ;

$S_{TD}$  - теплообмін з ложем водойми.

Нагадаємо деякі фізичні властивості води, які мають відношення до термічного режиму водойм:

1) теплопровідність води дуже мала і за відсутності механічного та конвекційного перемішування теплопередача за рахунок фізичної теплопровідності відбувається дуже повільно;

2) теплоємність велика, тому водойми - це потужні акумулятори тепла, які можуть впливати на кліматичні умови прилеглої місцевості;

3) термічна аномалія води, коли густина її має максимальне значення при температурі 4°C, сприяє конвекційному перемішуванню водних мас у водоймі (підрозділ 2.2.2).

На рис. 5.4 показано розподіл температури води по глибині озера: пряма та зворотна стратифікації, а також – шар стрибка.

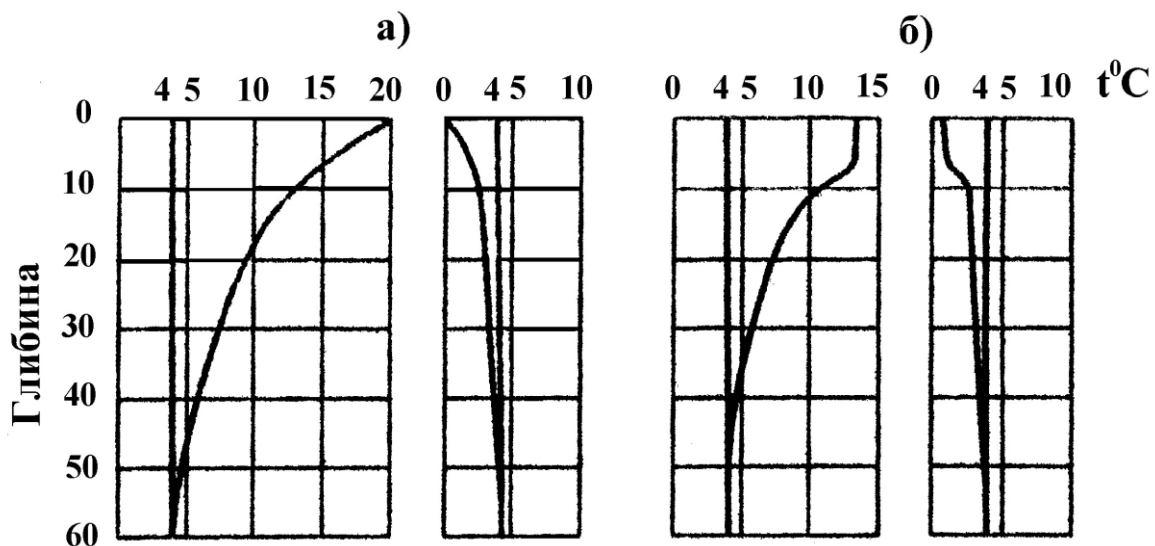


Рисунок 5.4 – Розподіл температури води по глибині озера  
а – пряма та зворотна стратифікація, б – шар стрибка.

Нижче шару з вирівняною температурою знаходиться шар стрибка або **металімніону**, який характеризується різким зниженням температури з глибиною. Шар води вище металімніону носить назву **епілімніону**, а нижче його – **гіполімніону**.

Шар температурного стрибка при нагріванні зникає восени. Глибина, на якій утворюється стрибок, буває різною для водойм у різні пори року. Найчастіше він спостерігається на глибині від 4 до 10 м від поверхні, а товща його становить 2-5 м. У шарі стрибка відбувається падіння температури води до 1.5-2.0°C на 1 м глибини, а іноді навіть - до 20°C.

На термічний режим водойм суттєво впливає розмір акваторії, звивистість берегової лінії, наявність бухт, заток, островів та ін.

На великих глибоководних водоймах помірної зони, які мають великі мілководдя біля берегів, весною та восени утворюються зони поділу водних мас з різними температурами, які називаються **термічним баром**. Останній формується у вигляді порівняно вузької смуги води з температурою, близькою до 4°C по всій її товщі. Термічний бар розділяє водоймища на дві області: теплоактивну, прилеглу до узбережжя, та теплоінертну, розміщену у відкритій частині водойми. Теплоактивна область, яка має невеликі глибини, швидше нагрівається і швидше охолоджується, ніж теплоінертна. Різко нагріті води обох областей (з температурою вище та нижче 4°C), стікаючись, змішуються і формують термічний бар, який може зникати при встановленні гомотермії.

Природний температурний режим водойм порушується від надходження підігрітих скидних вод теплових електростанцій або промислових стоків.

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

1) **термічні** (теплі) – температура води їх завжди вища за 4°C, характеризуються 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** (холодні), характеризуються наявністю лише зворотної стратифікації (озера Сибіру, Канади, високогірних районів). [4, 12].

### 5.1.9 Льодовий режим озер

При встановленні зворотної стратифікації загальна тепловіддача поверхні водойми збільшується, тобто водойма вступає у фазу свого зимового періоду, а в ньому починається процес льодоутворення. Період

часу, протягом якого на водоймах спостерігаються льодові явища, можна поділити на три характерні частини: замерзання, льодостав та скресання.

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

На невеликих і неглибоких водоймах за відсутності вітру і від'ємної температури навіть незначне переохолодження у поверхневому шарі води створює умови для формування дрібних і голчастих кристалів льоду, які при нагромадженні формують сало. При подальшому охолодженні сало змерзається і перетворюється на льодяну кірку, стовщення якої йде знизу і утворює кристалічний лід („ясинець”, „голубий лід”).

На великих водоймах у морозну та вітряну погоду відбувається перемішування великої товщі води, яка переохолоджується. Наявність ядер кристалізації сприяє утворенню дрібних пластинчастих кристалів або змерзлих у губчасту непрозору масу накопичень внутрішньоводного льоду, який перебуває в завислому стані (глибинний лід), а також на дні (донний лід). Змерзаючись, кристали внутрішньоводного льоду спливають на поверхню і утворюють шугу. Якщо шуга переміщується під дією стічної течії, то виникає шугохід.

Подальше охолодження водойми сприяє виникненню в її відкритій частині сала, яке змерзається в окремі диски діаметром до 3 м і називається млинчастим льодом. Він змерзається, стовщується і створює льодяні поля, переганяються вітром до берега, де вони змерзаються з береговим льодом. Таким чином утворюється суцільний лід, звичайно з нерівною, тобто торосистою поверхнею, розростання якого йде від центра до периферії водойми. Для остаточного встановлення льодоставу необхідна морозна погода протягом декількох днів.

На середніх і великих мілководних водоймах між появою перших льодяних утворень і льодоставом спостерігається від 3 до 20 днів, а на великих цей період триваліший.

Після встановлення **льодоставу** нарощення льоду на водоймах залежить від потоків теплоти, яка витрачається, виходячи вгору через лід в атмосферу, та приходить знизу з водної товщі. Якщо потік теплоти з води до підльодяної поверхні буде меншим за потік теплоти через лід в атмосферу, спостерігається нарощення льоду. Найінтенсивніше лід нарощується в перші дві-три декади після встановлення льодоставу (до 5-7 см за добу). У цей час лід та сніг на ньому мають незначну товщу і можуть пропускати тепловий потік, який значно перевищує потік теплоти з водної товщі до нижньої поверхні льоду. У подальшому зростання льоду поступово зменшується. Чим вища тепловіддача дна водойми, тим лід тонший. У місцях виходу теплої води тепловіддача зростає, що може

перевищити тепловотік через лід в атмосферу, і тому виникають ополонки.

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

Озерний лід має шарову будову. На поверхні води лежить водний кристалічний найпрозоріший лід, на якому при виході води тріщинами з проталою водою утворюється мутно-білий, малої прозорості, водно-сніговий лід (наслід). При таненні та подальшому замерзанні на льоду снігу виникає сніговий лід.

Товщина льоду у водоймах залежить від гідрометеорологічних умов зими, розмірів водойм, характеру берегової лінії. Водойми, які знаходяться в умовах м'якого клімату, мають товщину льоду до декількох сантиметрів, а в районах суворої зими – 150-200 см, а іноді й більше.

**Скресання** водойми відбувається під впливом теплових та механічних факторів (вітру, підйому рівня). На невеликих, захищених від вітру водоймах, лід тане на місці без порушення суцільності. Це явище спостерігається на 8-15 днів пізніше за скресання річок даного району.

Процес скресання великих водойм під дією вітру відбувається інтенсивніше. Спочатку спостерігається танення снігу та льоду біля берегів, тобто утворюються смуги відкритої води біля берегів – закраїни. Весняне підняття рівня води сприяє відходу льоду від берега, тобто лід починає рухатись. Останній супроводжується розводдями – просторами відкритої води. Вітер і хвилювання руйнують льодяний покрив, який ділиться на окремі поля. Під дією вітру створюється льодохід, який може виходити на береги, нагромаджуючи лід, іноді висотою до 5-10 м. Звичайно основна маса льоду тане у водоймі, а незначна кількість його виноситься річками, якщо водойми мають стік.

Водойми, розташовані в середніх широтах, очищуються від льоду у кінці квітня, на невеликих водоймах цей процес відбувається швидко – вже у травні, а на великих - плавучий лід може зустрічатися, навіть у липні (оз. Байкал).

#### **5.1.10 Гідрохімічні, оптичні та біологічні особливості озер**

**Гідрохімічні особливості.** Мінералізація та хімічний склад вод водойм формується і змінюється під впливом природних і антропогенних чинників. Частка останніх все більше зростає з розвитком техніки і господарського освоєння території. Завдяки незначному водообміну на фоні географічної зональності в хімічному складі вод виявляється вплив

місцевих, тобто азонаньних чинників (геологічної будови, рельєфу, морфології котловини).

Іонний склад змінюється від гідрокарбонатно-кальцієвого в зоні тундри і лісів до сульфатно-натрієвого та хлоридно-натрієвого - у напівпустелях і пустелях.

Розчинені у воді озер речовини поділяються на декілька основних груп (2.1.2).

За мінералізацією озера поділяються на прісні (до 1‰), солонуваті (1.0-24.7‰), солоні і мінеральні (24.7-47‰) та розсоли (більше 47‰).

Мінералізація води озер зволоженої зони перебуває у зворотній залежності від водообміну, оскільки при обмеженому водообміні в озері затримуються води водопілля, зменшується середня мінералізація його вод. Зі зміною мінералізації вод відбувається зміна їхнього сольового складу – метаморфізація. Метаморфізація пов'язана з осадженням солей у міру зміни концентрації розчину в послідовності, яка визначається як розчинністю, так і іншими чинниками, зумовленими фізико-хімічною рівновагою.

Коливання мінералізації у великих озерах з обмеженим водообміном незначні, у мілких проточних водоймах – значні.

Розподіл кисню та двоокису вуглецю по вертикалі пов'язаний з термічною або сольовою стратифікацією, розвитком життя, складом органічних речовин, прозорістю води. У глибоких водоймах зі слабким розвитком життя і невеликим складом органічної речовини, прозорою, відносно холодною водою, кисню достатньо, насичення його навіть біля дна не буває менше 70%. Розподіл кисню по вертикалі залежить від температури води. У прогрітих літом водоймах з інтенсивним розвитком життя та великим вмістом органічних речовин найбільша кількість кисню міститься в епілімніоні, де він продукується фітопланктоном і надходить з повітря. Вміст кисню різко падає в шарі температурного стрибка і в гіполімніоні відчувається його дефіцит. Вміст двоокису вуглецю зростає до дна, де він утворюється при біохімічних процесах. Внутрішньорічні коливання  $O_2$  та  $CO_2$  у таких озерах значні. Зимовою кількість  $O_2$  різко зменшується, особливо біля дна, а  $CO_2$  - збільшується.

**Оптичні особливості** залежать від кількості і складу суспензій розчинених речовин, розвитку планктону, тому є репрезентативними показниками водних мас різного походження. Від цих властивостей залежать глибина проникнення сонячної радіації та характер її розподілу у водній товщі.

Світловий режим визначає глибину зони фотосинтезу і в сукупності з температурою води регулює інтенсивність біологічних процесів у ній, тобто є однією з важливих екологічних характеристик водного

середовища. Основними оптичними характеристиками водойм є прозорість і колір.

**Прозорість** води визначається інструментально за допомогою білого диска і вимірюється глибиною в метрах, на якій диск перестає бути видимим спостерігачу. Прозорість змінюється відповідно до сезонів залежно від живлення водойми, органічних речовин та глибини.

Глибокі озера мають велику прозорість, наприклад для оз. Байкал вона становить 40 м, Телецького – 22 м, Севану – 21 м, Іссик-Куль – 20 м. У мілких водоймах прозорість зменшується за рахунок скаламучення води при хвилюванні. Деякі водойми характеризуються прозорістю порядку 0.3-0.5 м.

**Колір** води визначається за допомогою спеціальної шкали кольоровості (в градусах). Водойми з чистою водою мають синій колір (оскільки сині промені найбільше розсіюються).

Зеленуватий відтінок вода має від розчиненого вапняку; жовто-зелений колір мають великі озера зі значною кількістю органічних речовин, бурий та коричневий колір має вода у північних озерах, насичених гуміновими сполуками. Діатомові водорості надають воді жовтуватого кольору, а деякі бактерії – червоного і малинового.

Як і прозорість, колір водойми змінюється протягом року, він неоднаковий у її різних частинах. **Біологічні особливості водойм.** Всі водні об'єкти земної кулі, за винятком гарячих джерел, соляних та вулканічних озер, заселені водними організмами або **гідробіонтами**. Видовий склад і кількість гідробіонтів тісно пов'язані з фізико-хімічними особливостями вод і змінюються залежно від дії зональних та азональних чинників. Гідробіонти пристосовуються до навколишнього середовища, в процесі своєї життєдіяльності впливають на якість води та деякі характеристики гідрологічного режиму.

У кожній водоймі існують ділянки з однаковими умовами життя гідробіонтів, названі **біотопами**. Найбільшими біотопами є прибережна мілководна область (літораль) і водна товща відкритої частини (пелагіаль), всередині яких виділяються біотопи другого порядку, наприклад, дно відкритого кам'яного узбережжя та ін. Кожен біотоп заселяє певна група організмів (рослин і тварин), які найбільше пристосовані до нього – **біоценоз**.

Кожен біоценоз взаємодіє зі своїм біотопом і в результаті утворюється стійка екосистема або біогеоценоз, яка містить як неорганічну частину (ділянка водної маси або дна), так і заселену організмами. Наприклад, екосистемами є водойми в цілому зі всіма рослинами та тваринами. Можна як екосистему розглядати і окремий район водойми: літораль, те чи інше плесо і т.п. (розділ 3.9.2).

Основними кількісними показниками інтенсивності біологічних процесів у водоймах є біомаса та продукція. **Біомасою** називають загальну кількість органічної речовини, вміщену в живих організмах у даний момент часу. Вона визначається у вагових одиницях на одиницю площі водного дзеркала або дна, або на одиницю об'єму води ( $\text{г/м}^2$ ,  $\text{кг/га}$ ,  $\text{г/м}^3$ ). Збільшення біомаси зумовлене зростанням і розмноженням організмів, зменшення – загибеллю, виходом за межі водойм або забір з господарською метою [1, 5].

#### **5.1.11 Вплив озер на клімат прилеглої території**

Великі озера впливають на клімат прилеглої території. Цей вплив залежить від розміру водойми та об'єму її водної маси.

Протягом теплого періоду року, коли приходна частина теплового балансу перевищує тепловтрати, в озері накопичується велика кількість теплової енергії.

Вплив озер проявляється в тому, що в холодний період року, восени та на початку зими, температура повітря у прилеглий до озера місцевості значно вища, а у теплий період – весною, дещо нижча. Наприклад, в районі оз. Байкал температура повітря на берегових станціях у грудні на  $8-12^\circ\text{C}$  вища, ніж на станціях, розташованих подалі від озера, а у липні – на  $6-8^\circ\text{C}$  нижча. Випаровування з поверхні великих водойм збільшує вологість повітря, на їхніх берегах виникають вітри з добовою періодичністю (бризи). Вплив озер на клімат зменшується та затухає зі збільшенням відстані в глиб території від берегової лінії.

#### **5.1.12 Вплив озер на річковий стік**

Вплив озер, розташованих на річковому водозборі, полягає у зменшенні стоку річок за рахунок підвищення випаровування з водної поверхні. Озера є природними регуляторами стоку, які акумулюють значні об'єми води в період водопілля, затримують її і віддають у періоди спаду і межені. Річки з озерними водозборами характеризуються більш низькими модулями максимального стоку і підвищенням мінімального стоку.

В озерах проточного типу також акумулюється надлишок стоку водопілля і паводків, які підвищують витрати води у меженний період. Озера створюють „озерний” тип внутрішньорічного ходу стоку. Регулююча спроможність озер збільшується з їх глибиною і зменшується зі збільшенням відстані озера вгору за течією від замикального створу.

Проточні озера з великою ємністю регулюють стік протягом циклу водності – зменшують витрати багатоводних років і підвищують їх у маловодні роки [4, 12].

## 5.2 Водосховища

### 5.2.1 Призначення водосховищ, їх розміщення на земній кулі і в Україні

**Водосховища** – це штучні водойми, створені водопідпірними спорудами на водотоках для зберігання води та регулювання стоку. Вони призначені для затримання, накопичення і перерозподілу води у часі – регулювання річкового стоку для використання його у водному господарстві: виробленні електричної енергії, зрошенні, водопостачанні, водному транспорті, рибному господарстві тощо.

В табл. 5.3 наведені основні характеристики водосховищ земної кулі.

Таблиця 5.3 – Найбільші водосховища світу

Водосховища	Країна	Річка, озеро	Площа водного дзеркала, км <sup>2</sup>	Об'єм, км <sup>3</sup>		Період заповнення водосховища, рр
				повний	корисний	
Вікторія	Кенія, Уганда, Танзанія	оз. Вікторія, Вікторія-Ніл	76,0	204,8	204,8	1954
Братське	Росія	Ангара	5,47	163,9	48,2	1961-67
Каріба	Замбія, Південна Родезія	Замбезі	4,45	160,3	46,0	1958-63
Насер	Єгипет, Судан	Ніл	5,12	157,0	74,0	1970
Вольта	Гана	Вольта	8,48	148,0	90,0	1964-67
Даніель-Джонсон	Канада	р. та оз. Манікуагана, оз. Мушалаган	1,95	141,8	85,9	1968-72
Гурі (Ель-Мантеко)	Венесуела	Карони	1,50	135,0	55,0	1968
Красноярське	Росія	Єнісей	2,00	73,3	30,4	1967
Вади-Тартар	Ірак	р. Тигр	2,00	72,8	43,5	1956-76
Гордон М.Хрум	Канада	Піс-Рівер	1,68	70,1	37,0	1968
Зейське	Росія	Зей	2,42	68,4	32,1	1974
Кабора-Басса	Мозамбік	Замбезі	2,70	63,0	51,8	1977
Ла-Гранд-2	Канада	Ла-Гранд	4,08	60,8	28,8	-
Куйбишевське	Росія	Волга	6,45	58,0	34,6	1955-57
Бухтарминське	Казахстан	Іртиш	5,49	49,6	30,8	1960-67

На земній кулі налічується більше 13 тис. водосховищ, об'єм кожного з яких більше 1 млн. м<sup>3</sup>. Їх сумарна площа становить близько 400

тис. км<sup>2</sup>, тобто дорівнює загальній площі Каспійського та Аральського морів, або 20% всіх природних озер, повний об'єм – близько 5.5 тис. км<sup>3</sup>, корисний – 3 тис. (в 1.5 рази більший за об'єм води в руслах річок земної кулі).

Штучно створені водойми місткістю не більше ніж 1 млн. м<sup>3</sup> називають **ставками**.

В Україні створено близько 1100 водосховищ і майже 28 тис. ставків. Використовуються водосховища в основному комплексно. Так, на півдні України, в маловодних районах лісостепу, водосховища використовують для водопостачання, зрошування і риборозведення; в північній частині, в зоні надмірного зволоження, вони є водоприймачами осушувальних систем, джерелами водопостачання і рибного господарства; в Прикарпатті їх головне призначення – водопостачання, гідроенергетика і риборозведення.

До найбільших водосховищ в Україні, які мають площу водного дзеркала понад 300 га і об'єм понад 100 млн. м<sup>3</sup>, відносяться Дніпровські і Дністровське водосховища (табл. 5.4), Червонооскільське - на р. Оскол, Печенізьке - на р. Сіверський Донець, Карачунівське - на р. Інгулець, Ладизинське та Щедровське - на р. Західний Буг та інші. Багато невеличких водосховищ і ставків у Карпатах; на Кримському півострові – їх понад 400.

Таблиця 5.4 – Основні гідроморфометричні характеристики значних водосховищ України [13]

Назва водосховища та рік заповнення	Площа водозбору, тис.км <sup>2</sup>	НПР, м	Площа водного дзеркала, км <sup>2</sup>	Об'єм, км <sup>3</sup>	Довжина, км	Серед. ширина, км	Серед. глибина, м	Серед. річний стік, км <sup>3</sup>
Київське, 1965	239	103	922	3,73	110	8,4	4,0	43,2
Канівське, 1974	336	91,5	675	3,62	123	5,5	3,9	45,4
Кременчуцьке, 1961	383	81,0	2250	13,5	149	15,1	6,0	47,7
Дніпродзержинське, 1964	425	64,0	567	2,45	114	5,1	4,3	49,7
Дніпровське, 1932, 1951	463	51,4	410	3,30	129	3,2	8,0	51,8
Каховське, 1956	482	16,0	2150	18,2	230	9,4	8,5	51,0
Дністровське, 1987	53,6	121	142	3,0	204	0,8	21,0	8,6

### 5.2.2 Типи улоговин водосховищ за їх будовою

За будовою улоговин виділяють водосховища річкового та озерного типів.

**Річкові водосховища** поділяються на два підтипи: **долинні** – при затопленні долин до корінних берегів або терас і **руслові** – при затопленні русел і частин заплав.

Річкові водосховища мають вузьку і витягнуту форму з шириною дзеркала, яка відповідає ширині затопленої річкової долини, відрізняються значними площами при незначних глибинах.

Водосховища передгір'я мають значні глибини при незначній ширині та площі водного дзеркала, на окремих ділянках круті береги.

**Водосховища озерного типу** (підпірні озера) будуються як на гірських річках з великими уклонами, так і на рівнинних, коли затоплюються не тільки долини, а й приводороздільні площі і межиріччя. Озерні водосховища не мають чіткої руслової форми і багатократного перевищення довжини за максимальної ширини.

Також виділяють **озерно-річкові** водосховища, які виникають при затопленні річкових долин та їх озероподібних розширень.

В залежності від величини напору водосховища поділяються на:

- 1) рівнинні – з напором 15-35 м; 2) передгірські – з напором 50-100 м;
- 3) гірські – з напором більше ніж 200 м.

За місцем розташування розрізняють **гірські, передгірські, рівнинні та приморські** водосховища.

За місцем у річковому басейні водосховища поділяють на **верхові і низові**. Декілька водосховищ на річці утворюють каскад.

За ступенем регулювання річкового стоку водосховища можуть бути **багаторічного, сезонного, тижневого і добового регулювання**. [4,12].

### 5.2.3 Основні морфометричні характеристики водосховищ

Морфометричні характеристики водосховищ визначаються за планом або картою водойм в ізобатах і відносяться до певного рівня води.

Визначають такі морфометричні характеристики водосховищ: площа водної поверхні (дзеркала), довжина, ширина (середня, найбільша), глибина (середня, найбільша), об'єм водної маси.

У великих річкових та озерно-річкових водосховищах за морфометричними особливостями улоговини і ступенем відповідності режиму річковому або озерному типу виділяють характерні ділянки: **нижня (глибоководна)** – пригреблева, глибока, з переважанням режиму озерного типу; **проміжна (середня)** – глибоководна тільки при високих

рівнях; **верхня (мілководна)** – займає значну частину рівнинних водосховищ. У місці впадіння річки знаходиться зона змінного підпору. Ділянка річки вище греблі називається **верхнім б'єфом**. Нижче греблі розташована ділянка річки, яка називається **нижнім б'єфом**.

У водосховищі розрізняють:

**НПР** або **НПГ** – **нормальний підпірний рівень** (горизонт) – це найвищий проектний рівень верхнього б'єфа, вище якого підйом рівня у водосховищі не дозволяється.

**РМО** – **рівень мертвого об'єму** – мінімальний рівень водосховища, припущений в умовах експлуатації.

**ФПР** – **форсований підпірний рівень**, буває вищий за НПР протягом невеликого часу при дуже високих водопіллях і паводках.

Водосховища мають ще такі проектні рівні: спрацювання, до яких відноситься рівень щорічного спрацювання; проектний рівень найбільшого спрацювання, який досягається тільки у маловодні роки.

**Повний об'єм водосховища** поділяється на декілька об'ємів, обмежених проектними рівнями. **Об'єм форсування** знаходиться між ФПР і НПР. **Корисний об'єм** – знаходиться між НПР та РМО. **Мертвий об'єм**, розміщений нижче РМО, він не використовується для регулювання стоку, але потрібний для підтримання мінімального напору на ГЕС, судноплавних глибин тощо. Сума корисного та мертвого об'ємів водосховища дає **повний об'єм** або **місткість водосховища**. На рис. 5.5 наведена об'ємна крива водосховища.

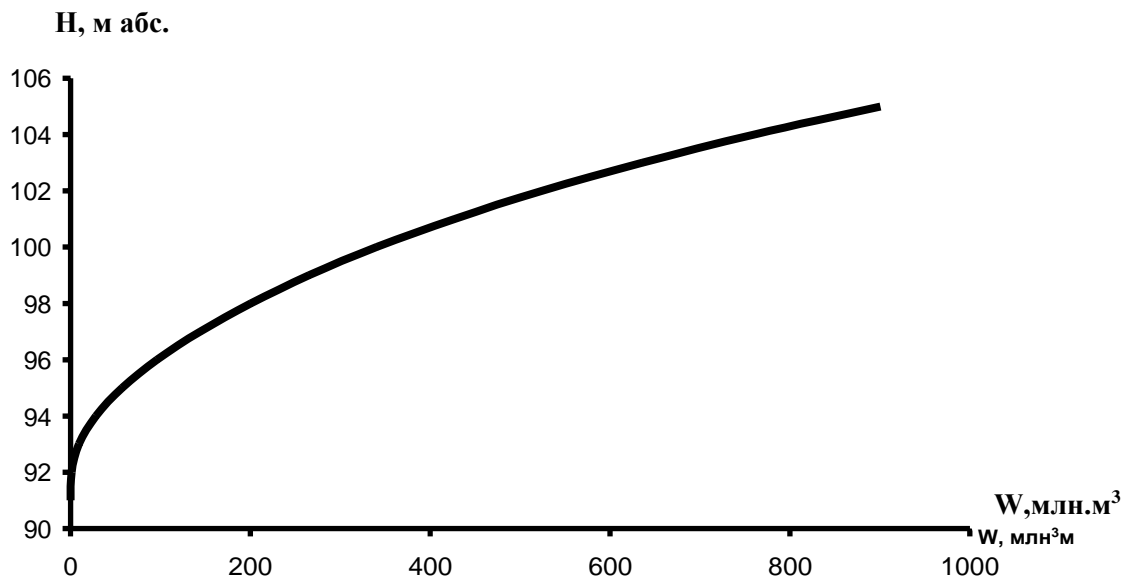


Рисунок 5.5 – Крива об'ємів Печенізького водосховища

### 5.2.4 Водний баланс водосховищ та їх гідрологічний режим

Рівняння водного балансу водосховища у загальному випадку має вигляд

$$\sum_{\Pi} W_i - \sum_B W_i = W_A \pm \square H, \quad (5.9)$$

де  $\sum_{\Pi} W_i$  - приходна частина рівняння;

$\sum_B W_i$  - витратна частина рівняння;

$W_A$  - акумуляційні компоненти рівняння;

$\square H$  - нев'язка балансу.

Приходна частина рівняння водного балансу водосховища в період, вільний від льоду, має такі складові:

$$\sum_{\Pi} W_i = W_p + W_{\phi} + W_{zp} + W_o, \quad (5.10)$$

де  $W_p$  - приплив у водосховище по основній річці, м<sup>3</sup>;

$W_{\phi}$  - бокова припливність та схиловий стік у водосховище, м<sup>3</sup>;

$W_{zp}$  - приплив підземних вод, м<sup>3</sup>;

$W_o$  - опади на дзеркало водосховища, м<sup>3</sup>.

Витратна частина рівняння має такі складові:

$$\sum_B W_i = W_c + W_z + W_E + W_{\phi}, \quad (5.11)$$

де  $W_c$  - стік води через споруди замикального гідровузла, м<sup>3</sup>;

$W_z$  - забір води на зрошування, водопостачання та ін., м<sup>3</sup>;

$W_E$  - випаровування з поверхні водосховища, м<sup>3</sup>;

$W_{\phi}$  - фільтрація крізь ложе та береги водосховища, м<sup>3</sup>.

Акумуляційні компоненти рівняння водного балансу є:

$$W_A = W_{\phi} + W_{zn} + W_n, \quad (5.12)$$

де  $W_{\phi}$  - акумуляція води в чаші водосховища, м<sup>3</sup>;

$W_{zn}$  - акумуляція води у руслах та заплавах річок, м<sup>3</sup>;

$W_n$  - підземна акумуляція у ґрунтах прибережної зони, м<sup>3</sup>.

Величини окремих компонентів рівняння водного балансу незначні, що дозволяє їх або не враховувати, або обчислювати приблизно спільно з іншими компонентами. Так, підземний приплив  $W_{cp}$  розраховується разом з поверхневим припливом, а фільтрація  $W_{\phi}$  - разом з поверхневим стоком. Компоненти  $W_{zn}$  і  $W_n$  незначні і в розрахунках не беруть участі.

Таким чином, рівняння водного балансу водосховища можна записати у вигляді

$$W_p + W_{\phi} + W_o - W_c - W_E - W_z = \pm W_A \pm \square H. \quad (5.13)$$

**Гідрологічний режим** водосховищ має специфічні особливості. Водосховища в долинах річок мають ознаки і озера, і річки. Як і в озерах, вони мають сповільнений водообмін, а як у річках – поступовий рух води по осі затоплених русел і у верхніх ділянках. Тому для водосховищ характерна більша проточність (водообмін) ніж в озерах, що створює особливості у рівневому, термічному, хіміко-біологічному та льодовому режимах.

**Рівневий режим** залежить від режиму наповнення та спрацювання води водосховища. На великих водосховищах коливання рівнів залежать від умов припливу і витрат води протягом річного циклу: рівні досягають максимуму при наповненні водосховища навесні і знижуються до мінімальних відміток - наприкінці зими.

На водосховищах малої місткості рівні коливаються значно, змінюючись протягом доби і навіть годин. Зміна об'єму водної маси зумовлює так названі статичні (абсолютні) коливання рівня води. Крім них на водосховищах спостерігаються динамічні (відносні) коливання, які не пов'язані зі зміною об'ємів води. Ці коливання зумовлені дією різних чинників: повітряними згонами та нагонами, гідравлічним уклоном водної поверхні при різних фазах наповнення водосховища, попусками вище розташованих ГЕС та ін.

Відносно різкі коливання рівнів води спричиняють інтенсивні розмиви берегів і переформування ложа водосховища, впливають на процеси формування льодяного покриву та процес накопичення і витрат запасів ґрунтових вод у прибережній зоні.

**Умови водообміну.** Характерною особливістю водосховищ є їхня відносно більша проточність порівняно з озерами такої ж площі. Повна зміна води в межах навіть великих водосховищ відбувається протягом року, а у водосховищі Дніпровської ГЕС – ще швидше.

Відносно швидка зміна водних мас сприяє вирівнюванню температури у водосховищі і сприяє меншому прогріву поверхневих шарів вод порівняно з озерами. Інтенсивність водообміну змінюється в

залежності від водності року і від сезону до сезону. У багатоводні роки та навесні водообмін відбувається скоріше, і, навпаки, у маловодні роки та в зимовий період – повільний водообмін.

**Термічний режим** водосховищ відрізняється від такого ж режиму річок неоднорідністю розподілу температури, а від режиму озер – порушенням термічної стратифікації і високою температурою у придонних шарах води.

На термічний режим водосховищ істотно впливає розмір акваторії, розчленування берегової лінії, наявність бухт, заток та ін.

У слабопроточних водосховищах, до яких належать Дніпровські, спостерігаються суттєві просторові відмінності термічного режиму.

В період весняного танення льодяного покриву при повній вертикальній гомотермії температура води у мілководних зонах може перевищувати глибоководну на 4-5°C. Відбувається це внаслідок припливу більш прогрітих вод, що надходять з приток. У період же осіннього похолодання у більш глибоководних пригреблевих частинах водосховищ температура води утримується на 2-3°C вищою, ніж у верхів'ях, куди надходить холодніша вода приток. Температурна стратифікація водних мас у водосховищах створює умови для запобігання як перегрівання, так і переохолоджування гідробіонтів, які мають можливість мігрувати в зони з більш сприятливою температурою води.

Природний температурний режим водосховищ порушується надходженням підігрітих скидних вод теплових електростанцій або промислових стоків.

**Льодовий режим** водосховищ характеризується фазами замерзання, льодоставу та скресання. Поява перших льодяних утворень на водосховищі спостерігається одночасно з річками того ж району, а встановлення льодоставу – раніше або пізніше, в залежності від розмірів водосховища, швидкості течії та кількості теплозапасу.

Великі водосховища замерзають неодноразово: мілководні ділянки – раніше ніж річки, а глибоководні пригреблеві ділянки – пізніше від річок певного кліматичного району.

В період льодоставу на водосховищах утворюються ополонки у звужених місцях, де значні швидкості, а також в зоні водоприймачів ГЕС.

Скресанню льоду сприяють такі динамічні фактори як коливання рівнів, дія вітру (спостерігається вітровий дрейф льоду). У верхній ділянці скресання супроводжується заторами льоду.

На невеликих водосховищах лід тоне на місці. Очищуються від льоду водосховища на 10-15 діб пізніше, ніж річки даного кліматичного району [4, 12].

### 5.2.5 Переформування берегів і замулення водосховищ

**Переформування берегів водосховища** – це зміна первісної форми берегових схилів, затоплених під час утворення водосховища, внаслідок руйнування хвилями надводної частини схилу та утворення акумулятивної берегової обмілини.

При утворенні водосховищ берегами його звичайно є корінні схили долин і терас, які в нових умовах під дією водних мас переформовуються. Розміри перетворення берегів залежать від їх геологічної будови, первинної крутості, характеру глибин і рослинності. Характер і розміри переформування берегів залежать головним чином від розміру хвиль. Після будівництва водосховищ вітрові хвилі, досягаючи іноді висоти декількох метрів, починають розмивати схили долин, які до цього не стикалися з водою. Протягом майже одного літнього сезону відбувається руйнування берегів на відстані декількох десятків метрів від їхнього початкового положення. Загальна зона порушення берегової області до деякого моменту утворення стійких берегових умов може становити 2-3 км.

Особливістю берегів водосховищ є східчастість їхнього поперечного профілю, яка утворюється через регулювання рівнів у межах великої амплітуди. Берегові обмілини, що формуються при високих рівнях, піддаються розмиву при їх скиданні. Матеріал руйнування при цьому перебуває на нижчих відмітках схилу, що сповільнює утворення стійкого профілю берега. Роль течії у формуванні ложа обмежується переносом завислих частинок ґрунту, які осідають у глибинній області водосховища або скидаються в нижній б'єф.

Процес відкладання наносів у чаші водосховища називається його  **замуленням** . Наноси, які потрапляють у водосховище, частково або повністю випадають в осадок, заповнюючи його об'єм. Замулення відбувається за рахунок наносів, які приносять річки та притоки, матеріалу підмиву і руйнування берегів, залишків живих організмів.

Процес замулення має різну інтенсивність для рівнинних і гірських водосховищ, залежить від висоти підпору, їх протяжності, ступеня проточності, стійкості берегів що до дії хвиль, рівневого режиму водосховищ. Замулення спостерігається в межах регулюючої призми і мертвого об'єму, тому роль водосховища як регулятора стоку зменшується. Процес замулення водосховищ рівнинних річок триває більше 200 років, для ставків – до 50 років і залежить від конкретних фізико-географічних умов.

Для скорочення об'єму замулення водосховищ рекомендується розміщувати їх каскадом, не допускаючи розмиву ложа та берегів; зменшувати вітрове хвилювання та водну ерозію на водозборі шляхом

терасування крутих схилів, закріплення берегів; вживати землерийних заходів для очищення водосховища та ін. [4, 11, 12].

### **5.2.6 Гідрохімічний і гідробіологічний режим водосховищ**

Гідрохімічний і гідробіологічний режим водосховищ має свої особливості, пов'язані із затопленням при їх побудові великих площ з ґрунтами, болотами, лісом, які поповнюють воду водосховищ азотом, фосфором, органічними речовинами.

Концентрація розчинених солей у водосховищі визначається такими чинниками: хімічним складом поверхневих і підземних вод, режимом регулювання, кількістю опадів і втратами на випаровування, вмістом солей в ґрунтах ложа, біологічними та біохімічними процесами у воді, вмістом і кількістю скидів стічних вод промислових підприємств, населених пунктів тощо.

Важливим чинником гідрохімічного режиму водосховищ є співвідношення елементів водного балансу. В зоні надлишкового зволоження поверхневі води не сильно мінералізовані, а об'єм підземного стоку, хоча й має високу мінералізацію, але в річковому стоці невеликий, тому зміни в іонному складі води будуть незначними. В районах недостатнього зволоження мінералізація води змінюється значно, на неї будуть впливати чергування багатоводних і маловодних періодів. Зменшення припливу при значному випаровуванні зумовлює збільшення мінералізації і, навпаки, збільшення припливу поверхневих вод сприяє зменшенню мінералізації.

Після заповнення водосховища, через деякий час настає сольова рівновага, яка може порушуватися сезонними коливаннями припливу річкових вод, надходженням ґрунтових вод, опадів, втратами води на випаровування, льодоутворення, витратами води на господарські потреби.

Найменша мінералізація води спостерігається навесні в період припливу талих вод і поступово збільшується за рахунок ґрунтового живлення.

У перші роки після заповнення водосховищ, особливо у лісовій зоні, до них надходить значна кількість органічних речовин, відбувається розкладання затопленої рослинності та органічних речовин ґрунтів, на які витрачається значна кількість кисню, виникає його нестача і замори риб. У водосховищах південних районів дефіцит кисню пов'язаний з розкладанням синьо-зелених водоростей.

Наявність великої кількості органічних речовин у воді водосховищ збільшує кількість вуглекислого газу, що сприяє інтенсивному розвитку флори і фауни, які у видовому відношенні кращі ніж у річках. Це

проявляється у перші роки після заповнення водосховищ, з часом інтенсивність біологічних процесів затухає [5, 10].

### **5.2.7 Вплив водосховищ на річковий стік**

Водосховища суттєво змінюють гідрологічний режим річок на ділянках, розташованих в підпорі або й нижче за них. Змінюються умови проходження паводків, швидкості течії, рівневий, температурний та льодовий режими.

Утворення великих водосховищ супроводжується затопленням територій у рівнинних районах, що призводить до заболочення прилеглих територій. У гірських районах підйоми води в річках досягають 200 м і більше. Це спричиняє значні підвищення рівня підземних вод біля берегів водосховищ, що впливає на стан гірських порід, їхню стійкість і хімічний склад через заповнення пустот у породах, які до цього не були заповнені. У разі надходження води в зону підтоплених розчинних порід у берегах виникають просадки ґрунтів та ін.

Водосховища порушують природну транспортуючу здатність річок. У місцях вище гребель, де швидкості потоку різко зменшуються порівняно з природними, наноси поступово заповнюють частину водосховища, зменшують глибини вище греблі. Нижче греблі утворений потік розмиває дно та береги русел річок.

Водосховища впливають на внутрішньорічний розподіл стоку, вирівнюючи його, а також зменшують витрати води весною і збільшують водність річок – у межень.

Великі річки, енергія яких повністю використовується гідроелектростанціями, мають каскади водосховищ, режим їх різко відрізняється від природного стану цих річок. Коливання рівнів води регулюється штучно для максимального виробітку енергії при холостих обертах. При цьому враховують потреби у воді інших галузей господарства: забори води на зрошення, підтримання витрат і рівнів води для судноплавства та рибного господарства і т.п.

До таких річок, які в наш час повністю перетворені в каскади водосховищ, і витрати води з них регулюються штучно, належить Дніпро.

## 6 ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ

### 6.1 Утворення та розвиток боліт

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

Найчастіше за все болота та заболочені землі розташовуються поруч, тобто між ними неможливо провести чітку межу, оскільки вони утворюють єдине ландшафтне ціле.

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

Головним чинником накопичення органічного матеріалу на поверхні ґрунту є постійний надлишок вологи, який спричиняє дефіцит кисневого обміну та сповільнює доступ повітря у пори ґрунту, зумовлюючи неповне окислення відмерлих рослинних речовин, що утворюють гумінові кислоти, і консервацію органічного матеріалу. Останній, поступово ущільнюючись і деформуючись під дією своєї ваги і капілярного тиску вологи у порах, перетворюється на органічну породу – торф, має велику водноутримувальну здатність і великий вміст води.

Дослідженнями встановлено, що торф у природних умовах вміщує води від 87 до 97% за об'ємом, сухої речовини – від 10 до 20% та газів – від 1 до 7%.

Ділянка земної поверхні, охоплена болотом у межах одного замкнутого контуру, проведеного по межі залягання торфу, називається **болотним масивом**. На периферії болотний масив найчастіше переходить у заболочені землі.

Рослинний покрив боліт має різні види деревних, мохових, трав'яних і чагарникових рослин, які проростають у різних сполуках. Конкретні сполуки рослин, властиві даним умовам їх місця знаходження, називаються **фітоценозами**. У рослинному покриві боліт зустрічаються як прості, так і складні фітоценози. Різні ділянки одного й того ж болотного масиву можуть бути охоплені різними типами фітоценозів, розміщення яких залежить від водного режиму.

Встановлюючи зв'язок між гідрологічним режимом, фізичними властивостями болотних масивів і характером рослинності, в основу кладуть поняття про болотну фацію або болотний мікроландшафт. **Болотний мікроландшафт** – це частина території болота, у межах якої зберігається однакова структура рослинного покриву, його видовий склад та однаковий мікрорельєф поверхні болота. Рослинність болотного мікроландшафту може бути представлена якою-небудь рослинною асоціацією або групою близьких за флористичним складом і будовою рослинних асоціацій, або комплексів з різних асоціацій.

Рослинні асоціації складаються з видів рослин (моху, дерева, чагарників, трав'яної рослинності), віднесених до різних життєвих форм. У кожній такій формі розрізняють види рослин, вимогливі до умов водно-мінерального живлення і невимогливі. Перші перебувають в умовах мінералізованих вод і утворені ними фітоценози називаються **евтрофною рослинністю**. Другий вид рослин може зростати в умовах малого вмісту у воді розчинених солей і утворені ними фітоценози називаються **оліготрофною рослинністю**. Фітоценози, що складаються з видів рослин і займають проміжне положення до умов живлення середовища, називаються **мезотрофними**.

Первинними місцями заболочення є водойми або ділянки суші, з яких починається процес відкладання та накопичення торфу.

Заболочення водойм є природним процесом їх розвитку і відбувається залежно від ступеня проточності, розмірів, характеру рельєфу дна, крутості схилів і кліматичних умов.

**Озера з пологими підводними схилами та глибинами**, які поступово збільшуються до центра, заболочуються шляхом заростання болотною рослинністю, заповнюючи озеро концентрованими зонами (рис. 6.1). Кожна зона характеризується окремим видом рослинності, яка розвивається залежно від прозорості води, глибини, температури і т.п. На березі та в мілководній прибережній зоні з глибинами до 1 м з'являються осоки, стрілолистник, ситник, лютики, незабудки та інші рослини. Вони знаходяться у воді не постійно, а лише при підвищенні рівня води. Далі до глибини 2 м розміщується зона очерету, рогози, стебла яких можуть підвищуватися над водою. Подальшу зону глибиною до 3 м утворюють напівзатоплені рослини: білі лілії, жовті латаття, водяна гречка та ін., листя і квіти яких перебувають на поверхні води; на глибинах 3-5 м – зона занурених рослин – широколистих рдестів. До центра озера, на глибинах 5-12 м проростають рослини, невимогливі до світла, утворюючи зону підводних луків, водного моху та синьо-зелених водоростей [4, 12].

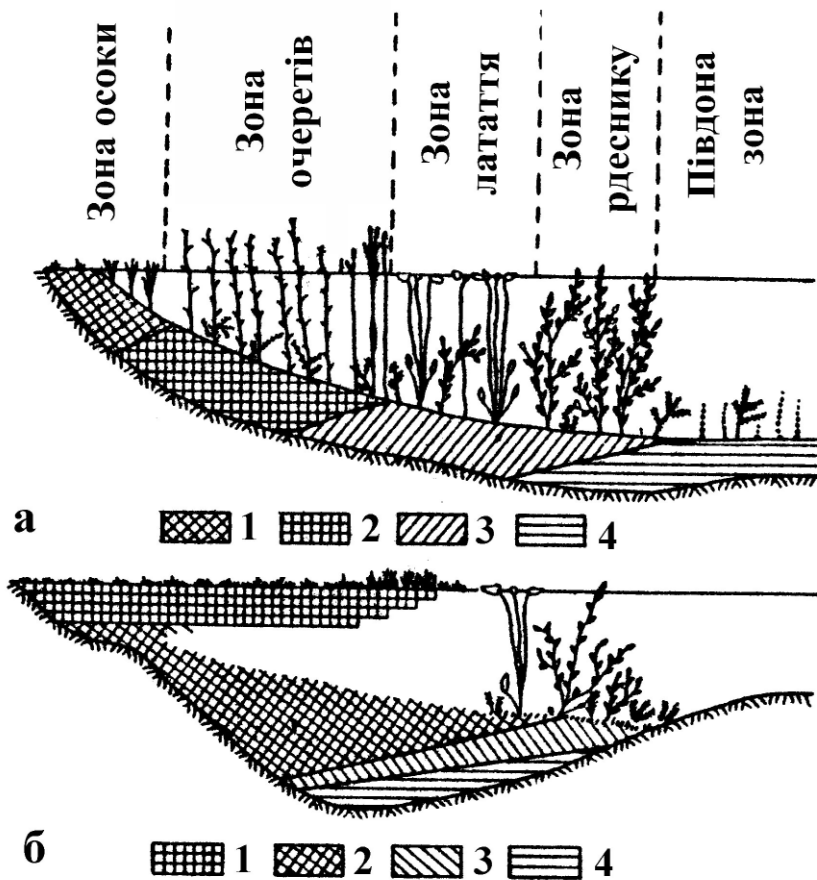


Рисунок 6.1 – Схема заростання водойми:  
а – з пологими берегами; б – з крутими берегами; 1 – торф, сплавини з  
рештків різних рослин; 2 – пелоген; 3 – сапропелевий торф;  
4 – сапропеліт.

Рослинність, яка відмирає, лежить на дні, взагалі не розкладається через недостачу кисню у воді, і, накопичуючись, підвищує дно улоговини; озеро постійно міліє. При зменшенні глибини в тій чи іншій зоні спостерігається переміщення рослинних зон, які, змінюючи одна одну, переміщуються від берега до центра озера, сприяючи повному його заростанню та перетворенню на болото.

Відмерла рослинність утворює на дні озера шарові залежі різного виду торфу: осокового, очеретяного і т.п. Відмерлий планктон утворює сіро-коричневий мул, названий **гітією**.

**Озера з крутими підводними схилами** перетворюються на болото шляхом наростання, тобто рухом від берега до середини водойми рослинної ковдри, яка стелеться по воді і називається **зибуном** або **сплавиною**. Основа сплавини – білокрильник і шабельник, які мають довге коріння і горизонтально стеляться по воді. На сплавині поселяються мохи, чагарники (багульник, голубика, клюква), відмерлі останки яких заповнюють проміжки між кореневищами. Сплавини зростають у товщину, все проникаючи у воду, і поступово поширюються на всю поверхню водойми. Рослинні рештки сплавини, осідаючи на дно, заповнюють улоговину. Зверху сплавин може сформуватися ґрунтовий покрив, на якому поселяються дерева (сосна, береза).

**Заболочення суші** відбувається за певних фізико-географічних умов, які мають місце у разі повільного стоку або застою води на земній поверхні та зволоження ґрунту. Тривала зволоженість призводить до недостатньої кількості кисню і мінерального живлення рослин та розвитку болотної рослинності.

Утворення боліт на суші спостерігається за таких умов.

1. У разі залягання водотривких порід близько до поверхні землі та наявності значної кількості атмосферних опадів відбувається значне зволоження верхнього шару ґрунту. В хвойних лісах з'являються зелені мохи, які потім змінюються білими. Останні містять значну кількість вологи, затрудняючи доступ кисню до відмерлих рештків, внаслідок чого спостерігається накопичення торфу. Насичений водою шар торфу і живих мохів перешкоджає доступу кисню у ґрунт, коріння дерев „задиhaється”, хворіє і гине.

2. Інтенсивне заболочення відбувається у місцях лісових пожеж, розміщених не тільки в низинах, а й на підвищених місцях. Лісосіка покривається злаками, утворюючи щільну дернину, яка утримує вологу. Через декілька років тут з'являється мох-сфагнум і виникає мохове болото.

3. Заболочення виникає внаслідок утруднення стоку весняних вод з річкових долин у русла річок за рахунок незначних нахилів або наявності берегових виносів.

4. Невеликі болота формуються біля підніжжя схилів річкових долин при виході ґрунтових вод і розвитку болотної рослинності.

5. На вододілах болота можуть утворитися в мілких западинах, у місцях виносу ґрунтовими водами з-під шару глини розчинних солей або дрібнопіщаного ґрунту.

6. Інтенсивне заболочення земель відбувається у районах багаторічної мерзлоти. Вона є водотривким шаром, над яким спостерігається перезволоження ґрунту через накопичення ґрунтових вод. Порівняно висока температура вегетаційного періоду та вологий клімат сприяють розвитку трав'яної рослинності, а потім і заболочуванню.

7. На заболочених землях значний вплив можуть мати різні форми господарської діяльності людини, спричиняючи зміну водного режиму річок і зволоженості різних територій суші. Наприклад, будівництво гребель на річках і створення підпорів ґрунтових вод на прилеглих територіях погіршує природний дренаж земель і відток надлишку вологи з ґрунтів. Прокладка дорожніх насипів, перекидання води каналами і будівництво різних комунікацій, порушуючи поверхневий та ґрунтовий стік схилами місцевості, призводять до підпору ґрунтових вод і підтоплення місцевості, що також є причиною заболочення [2, 12].

## 6.2 Морфологія боліт

Загальний характер поверхні, різний ступінь її розчленування та уклони визначають напрям й інтенсивність фільтраційного потоку в болотах.

Болота можуть мати плоску, ввігнуту або випуклу поверхню. Характерними елементами мікрорельєфу поверхні боліт є пасма, мочажини, грудки, міжгрудкові пониження та горби.

**Пасма** – окремі витягнуті у довжину підвищені ділянки на болоті, чергуються з пониженнями – мочарами. Чергування цих елементів мікрорельєфу спостерігається через кожні 3-6 м. Пасма і мочари – це єдиний комплекс у мікрорельєфі болотних масивів. Характерною особливістю цього комплексу є те, що пасма і мочари витягнуті перпендикулярно до напрямку найбільшого уклону поверхні болота і розташовуються концентрично відносно точок максимальної висоти масивів.

**Горби** – спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним випучуванням, вони утворені торфом, під яким розміщений вічномерзлий шар з суглинистих і глинистих ґрунтів, які підстиляють торфовище.

**Грудки** – утворення їх пов'язано з нерівномірною щільністю і усадкою рослинної дернини, зумовлених складом рослин певної асоціації та водно-тепловими умовами проростання.

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

**Болотні водотоки** – це заростаючі струмки та річки, які існували до утворення болотного масиву або виникли у процесі розвитку масиву, але виробили власний рельєф. Струмки і річки часто витікають з болотних озер і трясовин. Глибина їх взагалі не перевищує 1.5-2.0 м; ширина русла не більша ніж 10 м. Іноді струмки течуть під покривом і лише місцями виходять на поверхню.

**Болотні озера** можуть досягати десятків квадратних кілометрів, а глибини – 10 м і більше. Поверхня їх чиста, інколи покрита сплавинами. Озерки зустрічаються на болотних масивах взагалі великими групами – у місцях зміни нахилу поверхні болота, де приплив води зі схилів не компенсується відтоком при низьких горизонтах.

**Драговини або трясовини** – це дуже перезволожені ділянки болотних масивів, які характеризуються розрідженою, торф'яною масою, нестійкою дерниною, високим стоянням рівня води, яка періодично або постійно виходить на поверхню. Трясовини охоплюють плоскі ділянки болотних масивів і можуть досягати декількох тисяч гектарів [4,12].

### 6.3 Типи боліт

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

**Низинні або евтрофні** болота розміщуються у понижених частинах рельєфу. Поверхня цих боліт взагалі вигнута або плоска. У живленні їх, крім атмосферних опадів і стоку поверхневих вод з суходолів, значну роль відіграють ґрунтові води, відносно багаті мінеральними солями.

**Верхові або оліготрофні** болота живляться головним чином атмосферними опадами, в зв'язку з чим вони не багаті на мінеральні солі. Суцільна товста ковдра зі сфагнових мохів є характерною рисою для більшої частини верхових боліт. Наростання моху і накопичення торфу спостерігається більше в центрі болота, чим на його периферії. Поверхня боліт має випуклий характер, центральні частини вищі від периферійних на 7-8 м і більше.

**Перехідні або мезотрофні** болота за характером рослинності і ступенем мінералізації вод, що їх живлять, займають проміжне положення між низинними і верховими.

Виходячи з геоморфологічних умов залягання рельєфу поверхні, вони поділяються на болотні масиви водороздільних просторів і річкових долин та озерних улоговин.

У першій групі виділяються болота плоско-вододільного залягання, вододільно-схилового плоского залягання та улоговинного залягання.

Друга група поділяється на болота терасні і притерасні, болота заплав і річкових плесів, болота староріч.

Віднесення болотного масиву до того чи іншого елемента рельєфу визначає водне живлення, напрям стікання води з болотного масиву та абрис його в плані.

#### 6.4 Вміст води в болотних масивах

Кількість води в природних болотних масивах, як вже відзначалось, коливається від 87 до 97% відносно до торф'яної маси. З цієї кількості значна частина перебуває в зв'язаному стані, тобто у вигляді внутрішньоклітинної, хімічнозв'язаної та капілярної вологи. Вільна вода знаходиться в некапілярних порах і пустотах торфу, а також у руслах болотних струмків, річок, озер і полів.

Вологовміст торф'яного покладу різко змінюється у часі залежно від коливання рівнів ґрунтових вод на болоті. Розподіл вологості за висотою шару аерації дуже нерівномірний через зменшення щільності твердого скелету і збільшення загальної пористості і розмірів пор при переході від торф'яних горизонтів до живого рослинного покриву, а також через різну висоту капілярного підняття.

Товща торф'яного покладу боліт поділяється на верхній діяльний та нижній – інертний горизонти з різко відмінними фізичними і біологічними властивостями.

**Діяльний або активний** горизонт болота характеризується коливанням у його межах рівня ґрунтових вод, високою водопровідністю та перемінним вмістом вологи.

**Інертний шар** характеризується практично постійною кількістю води у часі і дуже малою водопровідністю торфу. Товщина інертного горизонту може досягати 18-20 м.

Найбільша кількість води, яку може утримувати торф у своїх порах за наявності вільного її стікання, називається **повною вологоємністю** і визначається у відсотках від маси сухої речовини.

Повна вологоємність торфу є своєрідною межею: вся волога понад повну вологоємність може бути легко відведена з болота по каналах і природних руслах; волога нижче повної вологоємності відводиться шляхом випаровування. Повна вологоємність верхового сфагнового торфу досягає 92-94%; низинного трав'яного торфу – 89-91%.

Кількість води, яка фактично є у торфі, за наявності вільного стоку із зразка визначає **вологість торфу**.

**Водовіддачею** торфу називається кількість води, яка стікає із торф'яного покладу, насиченого до повної водомісткості (або вище) під дією сили тяжіння.

**Водопровідність** торфу – здатність торфу пропускати крізь себе воду. Водопровідність характеризується коефіцієнтом фільтрації, який залежить від типу болотного мікроландшафту, ступеня розкладання торфу та його ботанічного складу [4, 12].

## 6.5 Гідрологічний режим боліт

Гідрологічний режим боліт визначається умовами їх живлення, коливанням рівня ґрунтових вод, процесами випаровування, рухом води, термічним режимом, замерзанням і таненням боліт.

**Живлення.** Болота мають поверхнєве живлення (атмосферні опади, поверхнєві води) і підземне.

Види живлення залежать від типу боліт, їх розташування, характеру рельєфу та болотної рослинності, від кліматичних умов. Верхові (мохові) болота живляться майже виключно атмосферними опадами. Низинні переважно живлення мають під час затоплення талими річковими водами або озерними водами, а також підземними (ґрунтовими) водами й атмосферними опадами. У живленні перехідних боліт беруть участь і атмосферні опади, і підземні води.

**Коливання рівня ґрунтових вод.** Ґрунтові води в болоті залягають поблизу від поверхні. Дзеркало ґрунтових вод практично повторює форму цієї поверхні за рахунок високої водоутримуючої здатності торф'яного покладу.

У річному ході рівня води верхових боліт простежуються два максимуми та два мінімуми. Перший весняний максимум практично збігається з максимальною інтенсивністю сніготанення. Літом спостерігається зниження рівня води через різке збільшення випаровування. Восени рівень підвищується внаслідок зменшення випаровування та збільшення опадів; зимою знову відбувається пониження рівня через припинення атмосферного живлення і фільтрацію з діяльного шару.

Середня глибина дзеркала ґрунтових вод змінюється від 5 до 40 см. Зниження глибини залягання ґрунтових вод відбувається у відповідності зі зменшенням густоти і висоти деревостою, заміни чагарникової рослинності трав'яною, тобто за рахунок зменшення продуктивності фітомаси. Амплітуда коливання рівня ґрунтових вод у різних мікроландшафтах болотних масивів у середньому становить від 0.2 до 1 м.

Характерною особливістю режиму ґрунтових вод на болотах є те, що коливання рівня у різних точках болотного масиву відбувається практично синхронно, проте, середній рівень та амплітуда коливання різні в окремих мікроландшафтах. Такий характер коливань є наслідком різних умов випаровування з цих мікроландшафтів і різного ступеня ущільненості сухої речовини в діяльному шарі.

**Випаровування з боліт.** Випаровування з болотних масивів визначається кількістю теплоти, що надійшла до випарної поверхні, кількості вологи, підведеної до випаровуючої поверхні з товщі болотного масиву, та тієї, що випала у вигляді атмосферних опадів.

Залежно від зміни положення рівня ґрунтової води можна виділити три стадії в процесі випаровування.

Перша відбувається в умовах повного насичення болотного ґрунту водою. Випаровування в цьому разі визначається метеорологічними чинниками. Під час зниження рівня ґрунтової води, коли тільки частина невеликих пор подає воду до поверхні, настає друга стадія випаровування. І, нарешті, при зниженні рівня нижче зони капілярного підняття (третя стадія) капілярний потік до поверхні відсутній і болотний ґрунт починає на певну глибину просихати.

Випаровування з боліт за вегетаційний період (травень-вересень) залежить від кліматичної зональності та співвідношення площ у кожному конкретному болотному масиві, зайнятих різними типами болотних мікроландшафтів.

Для Східно-Європейської рівнини випаровування з водороздільних оліготрофних болотних масивів змінюється від 200 мм/рік на півночі до 400 мм/рік – у південній частині. На болотних масивах низинних (евтрофних) мікроландшафтів, випаровування в зоні надлишкового зволоження в середньому перевищує випаровування з оліготрофних боліт на 10-15%.

В зоні недостатньої зволоженості водороздільні болотні масиви відсутні взагалі, випаровування боліт річкових долин, озерних западин і улоговин, представлених низинними мікроландшафтами, може досягати досить значних величин.

**Рух води на болотних масивах.** Рух води на болотних масивах здійснюється у таких формах:

- а) фільтрацією в товщі мохового покриву, головним чином в його верхніх шарах;
- б) суцільним потоком по всій площі мікроландшафту при рівній поверхні боліт;
- в) розчленованим потоком при міжгрудкуватому мікрорельєфі;
- г) у вигляді болотних струмків і річок.

Важливою особливістю руху води по болотному масиву є збереження ламінарного режиму як при фільтрації, так і при переміщенні води по поверхні, за винятком руху в струмках і річках.

**Термічний режим, замерзання і танення боліт.** Зміна температури в болотних масивах, як і у мінеральних ґрунтах, відповідає зміні теплообміну в товщі торф'яного покладу. Амплітуда коливань температури, час настання максимумів і мінімумів її на болотах та у ґрунтах неоднакові. Вони залежать від відмінностей воднотеплових властивостей цих середовищ. Теплові властивості торф'яного покладу, розташованого нижче рівня ґрунтової води, майже не змінюється. У діяльному шарі в зв'язку з коливанням рівня ґрунтової води і зміною

вологості торфу теплоємність і теплопровідність змінюються в часі і у просторі при переході від одного мікроландшафту до іншого. На трясовинах і дуже обводнених ділянках теплопровідність і теплоємність більші порівняно, наприклад, зі сфагново-чагарниковими мікроландшафтами, особливо в літній період, але менші, ніж для мінеральних ґрунтів.

Добовий хід температури в діяльному шарі чітко простежується до глибини 15-25 см, річний – до 3.0-3.5 м.

Максимальні амплітуди літніх температур на поверхні мохових боліт досягають десятків градусів, в окремі ясні ночі в північно-західних районах на поверхні боліт можливі заморозки.

Замерзання болотних масивів починається через 12-17 днів після стійкого переходу температури повітря через 0°C. Найінтенсивніше воно відбувається до утворення стійкого снігового покриву висотою 5-10 см.

У межах болотних масивів інтенсивність зростання мерзлого шару і його товщини неоднакові. Це пов'язано з відмінностями рослинного покриву, рельєфу, вологості та температури діяльного шару болота, а також висоти і щільності снігу на їх поверхні. Найбільша середня багаторічна товщина мерзлого шару характерна для грудкових торфовищ – 60-65 см. Порівняно з мінеральними ґрунтами товщина мерзлого шару торф'яного покладу на 25-40% менша. Танення діяльного шару в різних болотних мікроландшафтах відбувається також неоднозначно і залежить від перелічених вище чинників [12,13].

## **6.6 Вплив боліт на річковий стік**

При з'ясуванні гідрологічної ролі боліт потрібно виходити із загальних гідрологічних властивостей, характерних для боліт взагалі, та специфічних особливостей, властивих різним типам боліт. Крім того, потрібно враховувати приналежність боліт до тієї чи іншої кліматичної зони.

Загальні властивості, характерні для боліт, такі: підвищення випаровування порівняно з навколишніми суходолами, досить незначний об'єм води, що бере участь у внутрішньорічному вологообігу, і низька водовіддача в меженний період. До специфічних особливостей боліт різних типів, що впливають на формування стоку з них, відносяться типи живлення та вмісту всередині болотних масивів вільних об'ємів води (озера, мочажини).

На мохових ділянках верхових боліт весняні води не стікають по поверхні мерзлого шару боліт, а фільтруються до рівня ґрунтових вод і акумулюються у верхньому діяльному шарі. Поверхневий стік відсутній і

може появитися лише у разі підняття дзеркала ґрунтових вод до рівня поверхні болота або вище за нього.

Швидкість фільтраційного потоку в діяльному шарі може бути досить великою, тому весняна повінь в струмках, які витікають з верхових болотних масивів, характеризується значними підвищеннями рівнів і великими максимальними витратами води. Модулі максимального стоку талих вод для невеликих болотних водозборів досягають в середньому 90-150 л/(с·км<sup>2</sup>).

Горизонтальне стікання води з болотного масиву продовжується доти, доки не вичерпаються запаси вільної води в діяльному шарі, тобто поки рівні ґрунтових вод перебувають у межах цього горизонту. При зниженні рівнів ґрунтових вод до інертного шару і подальшого його падіння стік з болотного масиву практично припиняється. Болотні струмки, річки, трясовини впливають на стік з боліт, вирівнюючи його. Повне припинення стоку з верхових боліт можливо як в зимовий, так і в літній меженний періоди. Дощові опади при рівнях ґрунтових вод, розташованих нижче від діяльного шару, акумулюються в болоті і не дають стоку.

Води, які надходять у низинні болота зони нестійкого і недостатнього зволоження, в основному витрачаються на випаровування. Виконуючи функцію випаровування в цих районах, низинні болота за великого їх поширення на водозборі сприяють суттєвому зниженню річкового стоку.

Часто стік з водозборів, у межах яких розташовані низинні болота, буває вищим і стійкішим порівняно з водозборами, де боліт немає. Прикладом може бути стік річок Полісся.

Отже, вплив боліт на стік річок неоднозначний і різноманітний. У зоні достатнього і надлишкового зволоження болота практично не впливають на річний стік, але вони знижують максимальний і мінімальний стік.

Великі болотні масиви, в яких значні площі зайняті озерами та озеромочажними комплексами, сприяють регулюванню річкового стоку. Наявність болотних масивів у районах недостатнього зволоження призводить до зниження річкового стоку порівняно з незаболоченими водозборами [4].

## **6.7 Вплив осушення на стік з боліт**

Гідрологічне значення осушення боліт полягає в тому, що зниження середніх річних рівнів води в торф'яному покладі збільшує товщу шару аерації, спричиняючи зникнення діяльного горизонту боліт, і призводить

до усадки й ущільнення торф'яного покладу. Завдяки прокладанню мережі осушувальних каналів і закритих дренажів збільшується фронт стікання з осушуваної території. Все це впливає на формування стоку з боліт після їхнього осушення.

Подовження фронту дренажування призводить до прискорення стікання дощових і снігових вод, зменшення коефіцієнтів фільтрації торфу при ущільненні, а також до збільшення стікання. З іншого боку, збільшення потужності зони аерації підвищує акумуляцію осушеного болота і сповільнює стік. В результаті відбувається зміна внутрішньорічного розподілу стоку з болотних масивів. Середні багаторічні модулі максимального стоку весняної повені в осушувальних системах можуть збільшитись на 80%, максимальні модулі дощових паводків в основному зменшуються під впливом великої акумулюючої здатності торф'яних ґрунтів освоєного болота. Середній річний об'єм стоку після осушення боліт слабого підземного живлення не змінюється, а при осушенні боліт достатнього підземного живлення збільшується на 25%. Осушення та освоєння боліт сприяє перерозподілу стоку за рахунок зменшення поверхневої складової і збільшення підземної. Поверхневий стік зменшується завдяки великій акумулятивній ємності зони аерації освоєних боліт, а підземний збільшується під впливом інтенсивного дренажування вод осушувальними системами.

У перші роки після осушення в режимі річок спостерігається збільшення об'ємів річкового стоку. В подальшому в основному відбувається перерозподіл фаз водного режиму, а річний стік не змінюється. За середніми багаторічними показниками вологообміну в ґрунтах вплив, осушення проявляється у збільшенні бокової припливності підземних вод в осушувальні системи. Це може призвести до деякого перерозподілу підземного стоку, який з часом затухає.

## **6.8 Поширення боліт та їх господарське значення**

Загальна площа Земної кулі, охоплена болотами та заболоченими землями, становить близько 3.5 млн. км<sup>2</sup>. Найбільша кількість боліт розташована в Азії, Європі, Північній Америці. На інших континентах болота мають обмежене поширення.

Найбільші болотні системи України знаходяться у Поліссі: болотний масив Переброди, Озернянська болотна система на межиріччі Уборті та Перги, Морочно – на межиріччі Стубли і Горині [13].

В Україні виявлено понад 1600 родовищ торфу на площі близько 500 тис. га, а запаси торфу в них становлять 1.84 млрд. т. Найбільші запаси торфу зосереджені у північній і північно-західній частинах країни.

Заболоченість України становить 1.6% території, вона зменшується з 6.3% на півночі до 0.05% – на півдні. Площа боліт та перезволожених земель, за даними [13], складає понад 4200 тис. га, причому власне боліт і торфовоболотних земель – 610 тис. га, заболочених земель – 745 тис. га, перезволожених земель – 2835 тис. га.

Осушені болота мають велику цінність для народного господарства, особливо низинні, які використовуються для сільськогосподарського виробництва: розведення садів і сінокошу, вирощення кормових, зернових та овочевих культур.

Торф широко використовується як паливо у хімічній промисловості (керосин, бітум, бензин, аміак, дьоготь), добриво – у сільському господарстві, як будівельний матеріал тощо.

## 7 ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

### 7.1 Походження підземних вод

Вода земних надр знаходиться у рідкому, твердому та пароподібному стані. Вона вільно циркулює по тріщинах і порах гірських порід і ґрунтів завдяки силі тяжіння, або знаходиться у фізично та хімічно зв'язаному стані з мінеральними частинками ґрунтів, підґрунтя і гірських порід.

Різні погляди на питання формування підземних вод земних надр відображені у трьох гіпотезах походження підземних вод: 1) **магматичне**, 2) **седиментаційне** та 3) **поверхнєве** (атмосферне).

До магматичного походження відносяться води, які виникають на великих глибинах з іонів  $H$  та  $O_2$  або з пари, яка підіймається з магматичної зони. На земну поверхню виходять у вигляді мінеральних джерел з високою температурою.

До седиментаційного походження відносяться води давніх морів, озер, що накопичуються в осадових товщах на дні водойм.

Поверхнєві (верхня частина підземних вод) залягають в області ерозійного врізу поверхневих водотоків і беруть участь у загальному і внутрішньоматериковому кругообігу.

Підземні води мають вертикальну зональність:

1. **Зона активного водообміну** – верхня найбільш активна частина шару зі спадними водами, які мають напрям до місцевого ерозійного врізу річок. Вони відображають змінення режиму атмосфери та ландшафту.

2. **Зона сповільненого водообміну** – середня зона підземного стоку, який має напрям до регіональних врізів і спадного тільки до них, мало реагують на змінення ландшафту та атмосфери.

3. **Зона відносно застійних вод** – нижня зона з висхідним напрямом до ерозійних врізів, не реагують на змінення атмосфери і ландшафту.

Основна маса води (більше 90%), яка надходить у річки у вигляді підземного стоку, відноситься до зони активного водообміну. Води зони сповільненого стоку відіграють суттєву роль у підземному живленні річок з глибоким ерозійним врізом в умовах посушливих областей. Води відносно застійних зон мають значення в місцях багаторічної мерзлоти, де формують стік річок в зимовий період і на леді [12].

## 7.2 Водно-фізичні властивості ґрунтів

Умови залягання підземних вод, їх запаси та якість визначаються водно-фізичними властивостями ґрунтів.

1. **Пористість** – сукупність порожнин: наявність у породах дрібних порожнин – капілярних пор і більш крупних, некапілярних проміжків, щілин різного походження та форми – шпаруватість. Величина пористості  $P$  визначається **коефіцієнтом пористості** – відношенням об'єму пор в даному об'ємі ґрунту до всього об'єму в сухому стані.

2. **Вологомісткість** – кількісна характеристика здатності ґрунту утримувати вологу. Вона визначається в % відношенням об'єму води, яка утримується у ґрунті, до об'єму сухого ґрунту. В залежності від кількості і стану води у ґрунті розрізняють:

- **повну вологомісткість** – найбільша кількість води, яку може вміщувати ґрунт за умови повного наповнення вологою всіх пор;
- **капілярну вологомісткість** – найбільша кількість води, яка може утримуватися у капілярних порах;
- **найменшу вологомісткість** – кількість води, яка міцно утримується в ґрунті після повного вільного стікання гравітаційної води.

3. **Вологість** – вміст води у ґрунтах у вагових чи об'ємних одиницях за певний момент часу. Визначається відношенням (в%) ваги води до ваги мінеральної частини породи.

4. **Водовіддача** – здатність насиченого до повної вологомісткості ґрунту віддавати частину води під дією сили тяжіння. Характеризується коефіцієнтом водовіддачі – відношенням об'єму води, яка стікає, до об'єму ґрунту.

5. **Водопроникність** – здатність ґрунтів пропускати крізь себе воду. Залежить від пористості, розміру і форм пор ґрунту.

6. **Водотривкість** – здатність ґрунтів протистояти розмиванню їх водою. Обумовлюється кількістю та якістю гумусу, складом вбирних катіонів [12].

## 7.3 Види води у ґрунтах

Вода у ґрунтах може знаходитись у таких станах:

1. **Пароподібна вода** утримується у повітрі, який заповнює пори і проміжки між частками ґрунту. Переміщується під дією різниці пружності водяної пари із областей з більшою пружністю до областей з меншою, яка залежить від вологості і температури ґрунту.

2. **Гігроскопічна вода** – це вода, адсорбована частками породи з повітря. Являє собою зв'язану воду на поверхні часток ґрунтів у вигляді

окремих молекул або утворює плівку товщиною в одну-дві молекули. Має високу щільність. При відносній вологості повітря у порах, близькій до насичення, вологість породи досягає стану, який називається **максимальною гігроскопічністю**. Гігроскопічна вода переміщується від одного шару до іншого шляхом переходу у пароподібний стан. При змочуванні водою сухого ґрунту виділяється тепло внаслідок того, що молекули води, пов'язані частками ґрунту переходять у нерухомий стан і витрачають кінетичну енергію. Гігроскопічна вода може відділятися від породи тільки нагріванням.

3. **Плівкова вода** – відноситься до категорії пухкозв'язаної води, рух якої утворюється під дією сил тяжіння і сил молекулярного притягання. Під дією сил тяжіння стікає вертикально вниз, під дією сил молекулярного притягання – переміщується від місць з більшою товщиною плівки до місць з меншою, тобто у напрямі, який не обов'язково співпадає з напрямом дії сил тяжіння.

4. **Капілярна вода** – заповнює відносно дрібні пори ґрунту і утримується та переміщується під впливом капілярних сил від зони більшого зволоження у зону меншого. Зволожена зона над водоносним шаром, вміст вологи в якій визначається дією капілярних сил, називається **капілярною**. Сила тяжіння води має підпорядковану роль, частково протидіючи капілярному підйому води вгору і сприяючи капілярному переміщенню вниз і по схилу. Розрізняють капілярну воду підперту і підвішену. В першому випадку капіляри у нижній частині прилягають до підземних вод; у другому – капілярна вода може знаходитись тривалий період, при якому переміщення вологи униз не спостерігається, нижче розташовані шари ґрунту мають меншу вологість.

5. **Гравітаційна або вільна вода** – вода в ґрунті чи підґрунті, на яку переважно діють сили тяжіння. Вона заповнює проміжки у ґрунтах при вологості в інтервалі між повною і найменшою вологомісткостями і під дією сили тяжіння стікає в напрямку схилу. Рух її здійснюється у краплиннорідкому стані.

6. **В твердому стані** вода у ґрунтах зустрічається у вигляді мерзлих ґрунтів або льоду.

## 7.4 Просочування води у ґрунт

**Просочування** – це проникнення води в ґрунт і підґрунтя та переміщення її донизу, тобто до рівня підземних вод.

Просочування води в ґрунт є одним з важливіших чинників формування поверхневого режиму вод суші: визначає вологість ґрунту, інтенсивність поверхневого стоку та збільшення запасів ґрунтових вод.

Кількісними характеристиками просочування є:

1. Швидкість (інтенсивність) просочування (іноді називають її **коефіцієнтом інфільтрації**) – кількість води (в мм), яка просочується крізь одиницю площі ґрунтів в одиницю часу (в хвилину).

2. Швидкість промочування

$$\bar{V}_n = \frac{Z_{\max}}{t}, \quad (7.1)$$

де  $\bar{V}_n$  - середня швидкість промочування;

$Z_{\max}$  - максимальна глибина, на якій в даний час при просочуванні відбувається зміна вологості ґрунту;

- час від початку надходження води на поверхню ґрунту до початку зміни вологості на глибині  $Z_{\max}$ .

Просочування води в ґрунт відбувається у вигляді краплиннорідкого руху води по тріщинах і порах великих розмірів та у вигляді капілярного руху по невеликих порах під дією капілярних сил.

Початкова стадія просочування, коли сили тертя і сили опору ґрунтового повітря у порах невеликі, а переважають капілярні сили, називається **вбиранням** (всмоктуванням). Зі збільшенням товщини ґрунтів, коли пори заповнюються водою, рух води відбувається під дією сил тяжіння зі швидкістю, яка відповідає коефіцієнту фільтрації даного ґрунту. Ця стадія просочування називається **фільтрацією**.

При вільному просочуванні вода обтікає частинки ґрунту, не заповнює пори, при цьому волога переміщується в глибинні шари ґрунту до рівня підземних вод [12].

## 7.5 Характеристика залягання підземних вод

При наявності джерел живлення залягання підземних вод у земній корі визначається геологічною будовою місцевості, структурою і літологічним складом гірських порід. Чергування водопроникних і водоупорних порід створює умови для накопичення вільних вод у товщі водопроникних гірських порід, які залягають на водоупорі. Шар ґрунту, який утримує воду в порах, називається **водоносним**, а водонепроникний шар, підстилаючий водоносний горизонт – **водоупором**. Товщина шару ґрунту, заповненого водою, називається **потужністю водоносного шару**. Поверхня підземних вод називається **дзеркалом** цих вод.

За аналізом процесу формування режиму підземних вод розрізняють: а) ґрунтові води; б) підземні (безнапірні) води; в) артезіанські (напірні) води.

**Грунтові води** – підземні води ґрунтової товщі, гідравлічно не зв'язані з нижчерозташованими підземними водами. Зазвичай знаходяться у гігроскопічному стані, плівкому та пароподібному, іноді – у гравітаційному. Якщо ґрунтові води залягають у ґрунтовій товщі, може виникнути рух вод у напрямі схилу, цей рух називають **ґрунтовим стоком**. Тимчасові скупчення краплинної рідкої води в товщі ненасиченої зони над поверхнею окремих шарів зі слабкою проникністю, називаються **верховодкою**.

**Безнапірні підземні води** – вільні гравітаційні води водоносного горизонту, які залягають на водоупорі. Живлення цих вод відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, іноді в їх утворенні беруть участь води інших водоносних горизонтів, інфільтрація поверхневих (річкових, озерних) вод, а також конденсація. Води, що залягають у водопроникних шарах між двома водоупорними шарами, називаються **міжпластовими**. Накопичення підземних вод у пухких уламкових породах називаються **пластовими**, а у тріщинуватих масивних метаморфозних осадових породах – **тріщинно-жильними**.

Площа розподілу безнапірних вод не співпадає з площею їх живлення. Вони формуються на міжріччях, в алювіальних відкладенах річкових долин, в передгірських конусах виносу, міжгірських западинах, в областях карсту. Глибина залягання від десятків метрів до 1-2 м.

Безнапірні міжпластові води знаходяться у водоносних товщах значної потужності, залягають неглибоко, і річкові долини іноді перерізають декілька ярусів міжпластових вод. Вони є сталими джерелами живлення поверхневих водотоків і водойм.

**Напірні води** – води, що знаходяться у водоносному горизонті, розташованому між водоупорними породами і мають гідростатичний напір. Це **артезіанські води** або пластові і жильні. Вони відносяться до геологічних структур осадових порід при відповідному напластуванні водопроникних і водоупорних шарів або до системи тектонічних тріщин.

Артезіанські води при розкритті напірного водоносного горизонту буровою свердловиною під гідростатичним тиском підіймаються вгору, досягають поверхні землі або навіть фонтанують.

Жильні напірні води заповнюють тріщини, які, перехресшуючи різні шари породи, можуть бути до заповнення їх водою порожніми або заповненими водопроникними гірськими породами.

В Україні ґрунтові води зосереджені на півночі в межах Полісся, а також Придніпровської низовини, пов'язані з алювіальними, воднольодовиковими відкладами, залягають на невеликих глибинах (до 1 м), мають значну потужність водоносних шарів, незначну мінералізацію. На півдні, де формування ґрунтових вод відбувається в

умовах посушливого клімату, водоносні горизонти малопотужні, залягають на глибині до 100 м і мають мінералізацію до 5000 мг/дм<sup>3</sup>.

Артезіанські води формують в межах України декілька артезіанських басейнів, найбільшими з яких є Дніпровсько-Донецький, Волино-Подільський, Причорноморський. Крім того, на значних площах, особливо у межах давніх і молодих складчастих структур, спостерігається складне переплетіння менших за розмірами артезіанських басейнів (Карпати, Крим, Донецький кряж) [4].

## 7.6 Рух підземних вод. Закон фільтрації Дарсі

Рух підземних вод в залежності від розмірів порожнин, по яких переміщується вода, має ламінарний або турбулентний характер. **Ламінарний рух** спостерігається при фільтрації підземних вод в дрібнозернистих ґрунтах, **турбулентний** – при переміщенні води у крупних порожнинах і тріщинах.

Ламінарний рух – паралельноструминний, швидкість течії  $V$  пропорційна падінню напору на одиницю довжини або гідравлічному уклону  $I$ , тобто

$$V = K \cdot I, \quad (7.2)$$

де  $K$  - коефіцієнт фільтрації ґрунту, тобто швидкість переміщення води в ґрунті при гідравлічному уклоні, що дорівнює одиниці.

Рівняння (7.2) називають **законом Дарсі**. Кількість води, яка фільтрується крізь поперечний переріз ґрунту (витрата води), дорівнює:

$$Q = V \cdot F \quad (7.3)$$

або

$$Q = K \cdot I \cdot F, \quad (7.4)$$

де  $Q$  - витрата води, що фільтрується;

$K$  - коефіцієнт фільтрації;

$I = h / l$  - гідравлічний уклон;

$h$  - напір;

$l$  - довжина фільтраційного потоку;

$F$  - площа перерізу потоку у ґрунті.

Якщо гідравлічний уклон  $I$  дорівнює одиниці, а площа поперечного перерізу потоку також дорівнює одиниці, то

$$Q = K \quad (7.5)$$

Коефіцієнт фільтрації – це витрата ґрунтового потоку крізь площу, що дорівнює одиниці, і при уклоні, який дорівнює одиниці.

При турбулентному русі швидкість течії змінюється в часі у кожній точці за величиною і напрямом. В такому разі швидкість  $V$  визначається за формулою Шезі:

$$V = C\sqrt{R \cdot I}, \quad (7.6)$$

де  $C$  - коефіцієнт, який залежить від шорсткості;

$R$  - гідравлічний радіус – відношення площі поперечного перерізу потоку до змоченого периметра. [4, 12].

## 7.7 Взаємозв'язок підземних і руслових вод

Підземні і поверхневі води взаємозв'язані. Характер взаємозв'язку залежить від гідрогеологічних умов і геоморфологічної будови місцевості. Різні умови гідравлічного зв'язку підземних і руслових вод виникають в залежності від умов залягання водоносного горизонту, глибини врізу річкових долин і положення місця виходу підземних вод на поверхню по відношенню до висоти стояння рівня води в річці.

За характером залягання водоупору можна виділити три типи гідравлічного зв'язку:

1. Підземні потоки, гідравлічно зв'язані з річкою. Виникають в тому разі, коли водоупор залягає нижче від мінімальної відмітки рівня води у річковому руслі. Тут можливі два випадки:

а) дзеркало підземного потоку протягом більшої частини року має нахил до річки, яка дренує водоносний горизонт (рис. 7.1 а). Рух води має протилежний напрям (від річки до берега) при високих рівнях, при відносно вузькій береговій смузі. Спостерігається у зонах надлишкової зволоженості;

б) дзеркало підземного потоку має нахил до річки і живлення підземного потоку відбувається за рахунок фільтрації річкових вод (рис. 7.1 б). Спостерігається у посушливих зонах у зв'язку з інтенсивним випаровуванням запасів підземних вод.

2. Підземні потоки, гідравлічно не зв'язані з поверхневими водами. Водоупор підземного потоку знаходиться вище максимальних рівнів води в річці (рис. 7.1 в).

3. Якщо поверхня водоупору знаходиться вище від меженного рівня, але затоплюється при паводках, має місце тимчасовий гідравлічний зв'язок

поверхневих і підземних вод. Гідравлічний зв'язок розповсюджується на невелику прибережну зону в тому разі, коли водоупор круто підіймається від урізу річки в глиб берега і ґрунтовий потік води рухається за його нахилом (рис. 7.1 г).

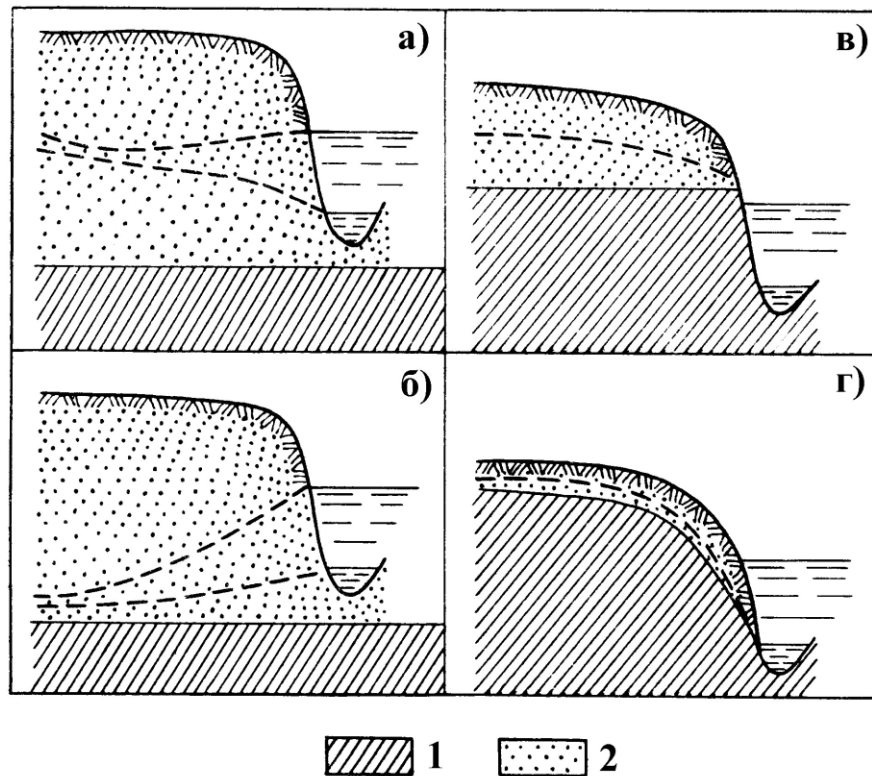


Рисунок 7.1 – Співвідношення між ґрунтовими і поверхневими водами  
1 – водоупор, 2 – водоносний горизонт

Рис. 6.1 а) пояснює, що в стадії підйому весняного водопілля в прибережній зоні утворюються протилежні гідравлічні уклони підземного потоку і спостерігається інфільтрація річкових вод у береги. У стадії спаду водопілля дзеркало підземного потоку нахилене до річки і починається стік у річку профільованої у береги річкової води. Цей процес носить назву **берегового регулювання** поверхневого стоку. Загальна тривалість берегового регулювання поверхневого стоку приблизно дорівнює періоду водопілля. Протягом водопілля потік підземних вод, гідравлічно зв'язаних з річкою, знаходиться в підпорі, тому підземне живлення за рахунок основних запасів підземних вод в цей час різко скорочується або зовсім зникає [12].

## 7.8 Режим підземних вод

Сукупність змін у часі підземних вод, їх температури, хімічного складу і мінералізації називається **режимом підземних вод**. Зміна у часі запасів підземних вод залежить головним чином від метеорологічних умов, а також від умов залягання водоносних горизонтів. Найбільші зміни елементів режиму (рівня, температури тощо) спостерігаються у водоносних горизонтах з вільною водною поверхнею, які близько розташовані до поверхні землі.

Основними метеорологічними чинниками, які визначають річний хід, а також короточасні зміни рівня води і величини підземного стоку, є опади та випаровування. Дія атмосферних опадів на підземні води залежить від глибини їх залягання, характеру й інтенсивності опадів, а також від будови ґрунтів. Найбільш сприятливі умови для інфільтрації – при дрібних, тривалих опадах. Снігові запаси в період сніготанення є основним джерелом живлення підземних вод. Втрати підземних вод на випаровування залежать від глибини залягання.

На режим підземних вод впливає будова зони аерації, тобто товщі ґрунтів від поверхні землі до рівня підземних вод. Основними характеристиками цієї зони є:

- 1) потужність зони аерації, при її збільшенні просочування відбувається більш рівномірно і коливання рівня підземних вод зменшуються;
- 2) чергування шарів зони аерації з різною водопроникністю і капілярними властивостями;
- 3) питома водовіддача ґрунту над зоною капілярного підняття, чим вона більша, тим більша амплітуда коливань ґрунтових вод;
- 4) ступінь зволоженості зони аерації, чим менша вологість, тим менший підйом рівня ґрунтових вод.

Типовий річний хід рівня підземних вод в різних природних зонах наведений на рис. 7.2.

Чергування багатоводних і маловодних років зумовлює відповідне коливання рівнів підземних вод у багаторічному періоді. В роки зі значними опадами запаси підземних вод поповнюються, а в маловодні – витрачаються. Підземний стік мало змінюється від року до року. Коливання рівнів підземних вод також пов'язані з відлигами і випадінням значних літніх опадів.

Температура підземних вод, що залягають поблизу поверхні землі і мають переважне живлення атмосферними опадами, залежить від температури повітря. Добові коливання температури проникають до глибини близько 1-2 м, сезонні – до глибини шару з постійною температурою.

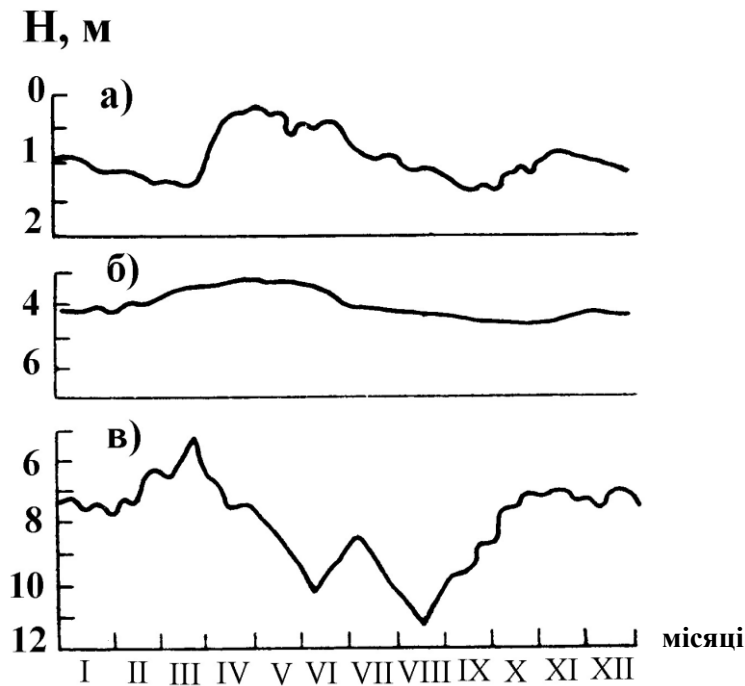


Рисунок 7.2 – Зміна рівня ґрунтових вод в різних природних зонах  
а – зона надмірного зволоження, б – зона помірного зволоження,  
в – зона недостатнього зволоження

Якщо область живлення підземних вод знаходиться на віддаленні від області їх розвантаження, то на температурний режим впливає в основному температура джерела живлення. Температура підземних вод може бути показником джерела живлення та відносної глибини залягання від поверхні. Коливання температури води є показником санітарної якості води і такі води тісно пов'язані з поверхнею і можуть забруднюватися.

Хімічний склад підземних вод визначається процесами взаємодії між складом гірських порід і динамікою самих вод.

Мінералізація підземних вод змінюється від 100 мг/дм<sup>3</sup> до десятків грам на дм<sup>3</sup>. В зоні надлишкового зволоження формуються прісні підземні води з невеликим вмістом іонів  $SO_4^{2-}$  і  $Cl^-$ , в основному – іони  $Ca^{2+}$ ,  $HCO_3^-$ . У посушливій зоні відбувається накопичення солі з перевагою сульфатних і хлоридних іонів.

Таким чином, залежність формування підземних вод зони активного водообміну від гідрометеорологічних умов визначає як зональність зміни їх складу по території відповідно зміні клімату, так і сезонні зміни рівня, температури, хімічного складу [12].

## 8 ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ

### 8.1 Сучасне зледеніння

**Льодовиком** називаються природні нагромадження льоду та фірну, які мають постійний власний рух, розміщені головним чином на суші й утворені накопиченням і перетворенням твердих атмосферних опадів.

Льодовики охоплюють більше 16 млн. км<sup>2</sup> або більше 10% всієї суші. Їх об'єм становить близько 24 млн. км<sup>3</sup>. Якщо припустити, що цей лід розтане, то рівень світового океану може піднятися на 64 м. За даними „Каталога ледників” відомо, що більше 78 тис. км<sup>2</sup> території Земної кулі вкриті льодовиками.

Загальний об'єм льоду в них становить 20 тис. км<sup>3</sup> або 17 тис. км<sup>3</sup> прісної води. Загальне число льодовиків перевищує 28.5 тисяч. Більше двох тисяч з них знаходяться на арктичних островах, маючи покривний тип зледеніння. Цей тип становить цілі вузли або системи зледеніння, і великі запаси прісної води (близько 88%) льодовиків зосереджено саме в арктичній зоні.

На другому місці знаходяться льодовики субтропічної зони. Загальна площа зледеніння становить близько 20 тис. км<sup>2</sup>, число льодовиків – більше 22 тисяч, запаси води – 1500 км<sup>3</sup>. Всі льодовики, крім арктичної зони, належать до різних видів гірського зледеніння.

В Україні льодовиків немає [4,12].

### 8.2 Умови та процес утворення льодовиків

Льодовики утворюються в областях, де надходження теплоти за тепле півріччя є недостатнім для танення всієї площі сезонного снігу. Нижня межа такої області є **кліматичною сніговою лінією**, яка відповідає рівню, де річне надходження твердих опадів дорівнює їх річній витраті.

Зі зміною кліматичних умов на різних широтах висота снігової лінії змінюється в значних межах (табл. 8.1), причому щорічно залежно від метеорологічних умов. Існує дві різновидності снігової лінії: сезонна та орографічна.

**Сезонна снігова лінія** змінює своє положення внаслідок зміни температури повітря. У зимові місяці вона опускається, а в літні – піднімається. Такі коливання висоти сезонної снігової лінії, наприклад, на Кавказі, можуть відбуватись в межах 2000-500 м над рівнем моря, хоча вона звичайно спостерігається на висотах 2700-3800 м.

Таблиця 8.1 – Висота снігової лінії в різних широтах

Територія	Широта, град	Висота снігової лінії, м
Земля Франца-Йосифа	82	50-100
Шпіцберген	80	460
Ісландія	64-67	600-1300
Піренеї	42-43	2600-2900
Альпи	46-47	2700-2900
Кавказ	40-44	2700-3800
Гімалаї	27-34	4900-6000
Африка	0-3	4400-5200
Аргентина	29	6400

**Орографічна снігова лінія** є нижньою межею сніжних плям, які знаходяться у видолінках і залишкових схилах гір нижче від кліматичної снігової лінії. Так, наприклад, на Північному Уралі в глибоких і затінених поглибленнях (карах) існують льодовики на висотах від 500 до 1000 м над рівнем моря.

Різниця висот між кліматичною та орографічними сніговими лініями може становити сотні метрів.

Сніг, який випадає вище від снігової лінії за наявності сприятливих для його накопичення форм рельєфу, утворює сніжники, в яких він з часом зазнає значних перетворень. Під дією теплоти вдень сніг зверху тоне, а вночі замерзає, утворюючи льодисту кірку, названу **настом**. При цьому відбувається осідання та ущільнення снігу.

Подальші снігопади сприяють накопиченню маси снігу, під вагою яких нижні шари ущільнюються, набувають зернистого складу і перетворюються на **фірн**. Фірн це собою зерниста маса сірувато-білого кольору, щільністю 300-500 кг/м<sup>3</sup>, залягає у вигляді шарів різної товщини, вона може становити від декількох міліметрів до десятків сантиметрів, розділених льодяними шарами похованого під снігом насту, товщина якого коливається від 1 мм до 50 см. В областях з холодним кліматом, де танення снігу майже не спостерігається, фірн утворюється також шляхом сублімації, тобто за рахунок випаровування льоду і кристалізації водяної пари. Завдяки тиску верхніх шарів фірну на нижні відбувається ущільнення та замерзання зерен, і спресована маса перетворюється на білий, фірновий лід зі щільністю 850 кг/м<sup>3</sup>. Зі зростанням тиску фірновий

лід перетворюється на кристалічний або глетчерний лід блакитного кольору щільністю 880-910 кг/м<sup>3</sup>.

У процесі утворення льодовика важливе значення має **режеляція та пластичність льоду**. **Режеляція (змерзання)** – властивість льоду спаюватися в одну загальну глибину внаслідок ствердіння рідкої плівки, яка перебуває між окремими його частинами. При температурі 0°C змерзання відбувається за нормального тиску, а при низьких температурах – за підвищеного. Завдяки режеляції здійснюються зливання льодовикових потоків, запливання в них тріщин і т.д. [4, 12].

**Пластичністю** називається здатність льоду змінювати свою форму без розриву суцільності під впливом безперервно діючої сили. Пластичність зумовлює здатність льодовика текти під дією сили тяжіння.

Чим ближча температура льодовика до точки плавлення (0°C) і чим вищий тиск, під яким він перебуває, тим пластичніший, більш текучий лід.

### 8.3 Рух льодовиків

Зародження льодовиків відбувається в області додатнього снігового балансу. Утворений глетчерний лід, набуваючи руху, досягає снігової лінії та, проходячи її, потрапляє до області від'ємного балансу, де відбувається танення льоду. Отже, в кожному льодовику існує дві області: **живлення льодовика** або фірнова область, і **стоку** або язика льодовика. Межа між цими областями називається **фірною лінією**.

Рухаються льодовики повільно, але цей рух нагадує рух води в річці, тому льодовик часто називають льодяною річкою. Швидкість руху льодовика коливається в значних межах. Так, льодовики Кавказу рухаються зі швидкістю 10-130 м/рік, Шпіцбергену – 360 м/рік, Паміру та Гімалаїв – 1200-1500 м/рік. Найбільшу швидкість (10-40 м/д) мають льодовики Гренландії.

Під час руху льодовика можуть виникати бокові, поздовжні та поперечні тріщини. Бокові тріщини утворюються внаслідок різниці швидкостей в осьовій та прибережній ділянках льодовика. Ці тріщини напрямлені від країв льодовика вгору під кутом 30-45 °С, якщо льодовик рухається, напрямлення їх змінюється. Поздовжні тріщини виникають у тілі льодовика під час виходу із звуженої частини долини в ширшу. Поява внаслідок розтікання льодовика поперечного напруження сприяє виникненню тріщин, які розходяться у вигляді віяла. Поперечні тріщини утворюються за наявності в лощині льодовика уступу, розміщеного впоперек долини. Ширина, глибина та довжина тріщини різні. В середніх частинах льодовика поперечні тріщини, звужуючись до низу, зникаються, утворюючи на поверхні льодовика шви.

## 8.4 Типи льодовиків

Льодовики як продукт клімату дуже різноманітні за своїми формами, походженням і розвитком.

Залежно від морфологічних і динамічних ознак розрізняють материкові та гірські льодовики. Головну роль в ландшафтній оболонці Землі відіграють **материкові льодовики** або льодовикові щити, прикладом яких можуть бути льодовикові щити Антарктиди та Гренландії. Льодовикові щити характеризуються значними розмірами, плосковипуклої форми, яка не залежить від рельєфу місцевості, похованої під льодовиковим покривом. Накопичування (акумуляція снігу) відбувається в центрі, витрата (абляція) – на окраїнах. Відповідно до цього і до випуклої форми щитів лід рухається від центра до периферії по розбіжних лініях.

Абляція (зниження кількості води у льодовику за рахунок танення і випаровування снігу і льоду) – спостерігається у вузькій смузі на окраїнах льодовикових щитів. Основним джерелом витрати речовини є обламування їх кінців, які перебувають на плаву в морі. Ці обломки льодовика називаються айсбергами.

**Гірські льодовики** мають менші розміри, їхня форма визначається льодосховищем. Рух зумовлюється нахилом сховища та спрямований від джерела до кінців язика.

Існує значне число типів гірських льодовиків. До простіших з них відносяться **льодовики гірських схилів і вершин; кальдерні**, розміщені в кратерах погаслих вулканів; **зіркоподібні**, утворені за рахунок коротких язиків, що виходять з одного загального фірну, розташованого на вершині гори; **карові** – перебувають у карах; **висячі**, розміщені на крутому гірському схилі в неглибоких западинах.

Складнішими є **долинні льодовики**. Серед них виділяють прості, складні та деревоподібні. Ще складнішими є **льодовикові комплекси**, які виникають внаслідок з'єднання декількох самостійних льодовиків в області живлення або стоку.

Із всіх типів гірських льодовиків найбільший вплив на живлення річок мають **долинні**, особливо складні та деревоподібні [4, 12].

## 8.5 Льодовикові річки та їх господарське значення

Талі води гірських льодовиків є основним видом живлення річок. Частка льодовикового живлення в загальному стоці більшості річок, які беруть початок з льодовиків, може досягати 50% річної величини та більше. Наявність льодовиків у річковому басейні створює свої особливості режиму стоку і рівнів води протягом року. Здебільшого річки,

в живленні яких беруть участь льодовики, характеризуються розтягнутими весняними водопіллями і відносно великим коливанням рівнів і витрат води у цей період. На початку водопілля стік таких річок відбувається за рахунок танення сезонних снігів як на самому льодовику, так і на гірських схилах. Витрати води збільшуються сповільнено, що пов'язано з поступовим потеплінням у басейні та невеликими площами танення, а також регулюючою властивістю самого льодовика. Поступово при звільненні язика льодовика від снігу в живленні річки починають брати участь одночасно талі води снігу і льодовика. Роль льодовикового живлення поступово збільшується. Залежно від режиму танення та розміру площ, охоплених одночасним таненням, максимальні витрати води в період водопілля спостерігаються в червні – на початку серпня. Спад закінчується в жовтні.

Результати аналізу водного режиму річок, що витікають з великих льодовиків, показують, що в першу половину літа спостерігається акумуляція води в тілі льодовика і на його поверхні – в озерах і гирлах приток. У другу половину літа відбувається віддача цих вод. Відповідно до цього в першу половину літа при одній і тій же температурі повітря витрати води на початку виходу її із льодовика будуть менші, ніж в другу половину.

Вода річок, що витікають з льодовиків, характеризується підвищеною мутністю і невеликою мінералізацією. Зоною формування твердого стоку таких річок є область абляції. До верхів'я річки разом з талими водами у великій кількості надходять продукти вивітрювання гірських порід, накопичені на льодовику. Тому режим мутності тісно пов'язаний з водним режимом, тобто максимум мутності та витрат води збігаються у часі. Мутність річок, що витікають з льодовиків, може досягати значних величин. Так, у верхів'ях р. Сельдари, що бере початок з льодовика Федченко, та р. Матчі, яка витікає із Заравшанського льодовика, мутність становить 7-10 кг/м<sup>3</sup>.

Незначна мінералізація талих вод (в середньому 30-50 мг/дм<sup>3</sup>) характерна для багатьох гірських льодовиків. Це забезпечує відносно невелику мінералізацію води річок, які витікають з них. Підвищення мінералізації спостерігається на контакті талих вод з моренними відкладаннями, де діє луження легкорозчинних солей.

Вивчення режиму гірських льодовиків і режиму річок, які витікають з них, має велике господарське значення, особливо для тих районів, де землеробство основане на штучному зрошуванні.

Основою регулювання стоку льодовикових річок можуть бути:

- 1) будівництво водосховищ;
- 2) розчищення засипаного породою язика льодовика, що посилює його танення і збільшує витрату води з льодовика;

3) влаштування проходів вибухами в кінцевих моренах в тому разі, якщо вони затримують воду, що сприяє посиленню руху льодовика і стоку води з нього;

4) спуск льодовикових озер, утворених льодовиковими моренами;

5) руйнування вибухами льодових глиб, що полегшує їхній рух вниз і посилює танення та ін.

Ефективність цих заходів досягається лише за умови значного збільшення площі танення (декілька квадратних кілометрів) [4 ,12].

### Список рекомендованої літератури

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 444 с.
2. Великанов В.А. Гидрология суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 403 с.
3. Вишневський В.І. Річки і водойми України. Стан і використання: монографія. К.: Віпол, 2000. – 376 с.
4. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. К.: ІСДО, 1994. – 296 с.
5. Горев Л.М., Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Гідрохімія України. – К.: Вища школа, 1995. – 308 с.
6. Гришанин К.В. Основы динамики русловых потоков. – М.: Транспорт, 1990. – 320 с.
7. Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 462 с.
8. Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1986. – 264 с.
9. Ободовський О.Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України). К.: Ніка-Центр, 2001. – 274 с.
10. Романенко В.Д. Основы гидроэкологии. К.: Обереги, 2001.
11. Соломенцев Н.А., Львов А.М., Симеренко С.Л., Чекмарев В.А. Гидрология суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 432 с.
12. Чеботарев А.И. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 544 с.
13. Швєбс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України. Навчально-довідковий посібник. Одеса.: “Астропринт”, 2003. – 392 с.

Навчальне електронне видання

**ГОПЧЕНКО ЄВГЕН ДМИТРОВИЧ  
ШАМЕНКОВА ОЛЬГА ІГОРІВНА**

## **ФІЗИЧНА ГІДРОЛОГІЯ**

Конспект лекцій

**Видавець і виготовлювач**

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

тел./факс; (0482) 32-67-35

E-mail: [info@odeku.edu.ua](mailto:info@odeku.edu.ua)

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи  
ДК № 5242 від 08.11.2016