

556 (075.8)

З-14



Міністерство освіти і науки України
Сумський державний університет

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ
з курсу “Загальна гідрологія”
для студентів спеціальності 6.070800
усіх форм навчання

Суми
Вид-во СумДУ
2006

Конспект лекцій з курсу "Загальна гідрологія" для студентів спеціальності 6.070800 усіх форм навчання /Укладач В. О. Тюленева. – Суми: Вид-во СумДУ, 2006. – 162 с.

Кафедра прикладної екології

Відділ бібліотечно-інформаційних служб
Сумський державний університет
48503 Суми, вул. Річковий канал, 1

Зміст

	С.
Лекція 1 Наука “Загальна гідрологія”. Гідросфера, її складові частини. Основні властивості води	4
Лекція 2 Кругообіг води на Землі. Водний баланс. Вплив гідрологічних процесів на природні умови	12
Лекція 3 Світовий океан, його частини. Особливості океанічної води. Сольовий режим океану. Колір і прозорість води. Наявність газів	21
Лекція 4 Тепловий режим Світового океану	28
Лекція 5 Рух води в океані. Хвилі. Течії. Припливи	33
Лекція 6 Гідрологія річок. Морфометричні характеристики річок. Швидкість водного потоку.	49
Лекція 7 Кількісні характеристики водного потоку. Живлення і водний режим рік	57
Лекція 8 Твердий та хімічний річковий стік.	69
Лекція 9 Тепловий режим річок. Льодові явища. Гідробіологічні особливості річок	77
Лекція 10 Озера. Походження озерних улоговин. Характеристики водної маси озер. Водний баланс.	87
Лекція 11 Хімізм озер. Тепловий режим. Динаміка озерних вод	98
Лекція 12 Водосховища. Болота. Водне середовище озер і водосховищ – середовище життя. Гідробіологічні характеристики озер	108
Лекція 13 Сучасне заледеніння і багаторічна мерзлота	120
Лекція 14 Підземні води, їх види. Класифікації вод та їх режим	133
Лекція 15 Гідрологічна характеристика України. Дніпро – найбільша ріка України.	145
Питання для самостійного вивчення	157
Перелік екзаменаційних питань з дисципліни “Загальна гідрологія”	157
Список основної літератури	161

Лекція 1 НАУКА «ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ». ГІДРОСФЕРА, ЇЇ СКЛАДОВІ ЧАСТИНИ. ОСНОВНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ

Вода – одна з найпоширеніших на Землі хімічних сполук. Природні води утворюють океани, моря, озера, ріки, водоймища, болота, льодовики, у вигляді пари знаходяться в атмосфері, проникають у ґрунт і гірські породи. Без води неможливе існування життя на Землі, а отже, і самої біосфери. Винятково велика роль води у формуванні поверхневої оболонки Землі.

Вода - не тільки елемент природного середовища, вона є носієм механічної і теплової енергії, транспортує речовини, виконує роботу. Вода відіграє найважливішу роль в обміні між речовиною й енергією, між компонентами біосфери та окремих регіонів.

Вода використовується людиною не тільки як необхідний засіб життєдіяльності (питна вода, вода рослинних і тваринних продуктів харчування). Сучасне виробництво засноване на широкому застосуванні води: її використовують у процесі одержання енергії; вода – необхідна умова існування сільського господарства, водного транспорту, видобувних галузей промисловості, комунального господарства, відпочинку, туризму.

Вода – безцінне багатство людства, тому воно повинно дбайливо й ощадливо використовувати водні ресурси, а для цього їх насамперед потрібно добре знати.

Велика частина води, що бере участь у процесі круговороту речовин на Землі, представлена у вигляді водних об'єктів. Виділяють три групи водних об'єктів: **водотоки, водойми та особливі водні об'єкти.**

До водотоків належать водні об'єкти на земній поверхні з поступальним рухом води в руслах у напрямку ухилу (ріки, струмки, канали). Водойми – це водні об'єкти в зниженнях земної поверхні з уповільненим рухом води (океани, моря, озера, водоймища, ставки, болота). Особливі водні об'єкти –

льодовики і підземні води (водоносні обрії та артезіанські басейни).

Водні об'єкти можуть бути постійними і тимчасовими (такими, що пересихають).

Природні води Землі формують її **гідросферу**. Під гідросферою розуміють переривчасту водну оболонку, розташовану на поверхні земної кори та у її товщі, що являє собою сукупність океанів, морів і водних об'єктів суші (рік, озер, боліт, підземних вод), включаючи сніговий покрив і льодовики*.

Природні води на Землі вивчає комплекс наук із загальною назвою «гідрологія». Термін утворений з латинських слів «гідро» - вода та «логос» - наука. Вперше термін «гідрологія» з'явився в 1694 році в книзі німецького ученого Мельхіора «Начала учения о водах».

Гідрологія, в свою чергу, поділяється на:

- **загальну гідрологію**, що вивчає найбільш загальні закономірності гідрологічних процесів і явищ у гідросфері;

- **гідрографію**, що займається вивченням і описом конкретних водних об'єктів;

- **гідрометрію**, що розробляє методи вимірювання і спостережень при вивченні природних вод;

- **прикладну гідрологію**, що займається методами розрахунку та прогнозу різних гідрологічних характеристик.

Існують і спеціальні розділи гідрології, такі, як гідрофізика, гідрохімія, гідробіологія.

Загальна гідрологія за об'єктами дослідження поділяється на три великі частини: **океанологію**, що вивчає моря та океани, **гідрологію суші** (часто називають просто гідрологією), що вивчає водні об'єкти суші, і **гідрологію підземних вод** (чи гідрогеологію).

*Примітка. Таке трактування поняття "гідросфера" не включає атмосферну вологу (її вивчає метеорологія) і вологу живих організмів (її вивчають біологічні науки)

Гідрологія суші, в свою чергу, за об'єктами дослідження поділяється на **гідрологію річок**, гідрологію озер, або **лімнологію**, гідрологію льодовиків, або **гляціологію**, і гідрологію боліт (**болотознавство**).

Завдання загальної гідрології полягає в розгляді основних і найбільш загальних закономірностей процесів у водних об'єктах, виявленні їх взаємозв'язків із процесами, що проходять в атмосфері, літосфері та біосфері. Особливе значення при цьому має встановлення закономірностей круговороту води на Землі і розгляді гідрологічних процесів як найважливішого фактору існування життя на планеті.

Загальна гідрологія, що вивчає природні води, тісно пов'язана з метеорологією, що вивчає водяну пару атмосфери і всі процеси, пов'язані з нею; з біологією, що вивчає процеси, пов'язані з водою в живих організмах. Гідрологія не може розвиватися без таких фундаментальних наук, як фізика, хімія математика.

Загальна гідрологія тісно пов'язана також із загальною екологією, тому що екологія вивчає типи гідроекосистем (лентичні, заболочені, річкові, океанічні тощо) і вплив на них антропогенної діяльності.

Пов'язана гідрологія і з такою сферою діяльності людини, як техніка і промисловість. У свою чергу, розвиток деяких галузей техніки (гідротехнічне будівництво, проведення меліоративних робіт, деякі процеси в промисловому водоспоживанні) неможливий без знання гідрології.

Гідросфера. Як було зазначено вище, всі природні води Землі утворюють гідросферу, або водну оболонку Землі. Площа поверхні Землі 510 млн.км². З цієї площі водами покрито 361 млн.км² (71%). Загальний об'єм води в усіх водних об'єктах близько 1390 млн.км³, при цьому на частку Світового океану припадає 96,4% (таблиця 1.1). З водних об'єктів суші найбільшу кількість води містять льодовики – 25,8 млн.км³ (1,86% усієї води Землі). З цієї кількості води на частку льодовиків Антарктиди, Гренландії та островів Арктики припадає

відповідно: 89,9%, 9,7% і 0,3%. На гірські льодовики залишається лише 0,2%.

Таблиця 1.1 – Запаси води на земній кулі (складові частини гідросфери)*

Вид природних вод гідросфери	Об'єм, тис.км ³	Частка в світових запасах, %	
		від загальних запасів води	від запасів прісних вод
Світовий океан	1338000	96,4	-
Льодовики та постійний сніжний покрив	25800	1,86	70,3
Озера	176	0,013	-
у тому числі прісні	91	0,007	0,25
Водоймища	6	0,0004	0,016
Річкова вода	2	0,0002	0,005
Болотні води	11	0,0008	0,03
Підземні води	23400	1,68	-
у тому числі прісні	10530	0,76	28,7
Підземні льоди зони багаторічної мерзлоти	300	0,022	0,82
Вода атмосфери	13	0,001	0,04
Вода організмів	1	0,0001	0,003
Загальний запас води	1388000	100	-
у тому числі прісної	36700	2,64	100

Примітка. За даними монографії «Світовий водний баланс і водні ресурси Землі» (1974)

Дотепер з достатньою точністю не визначена вода в підземних шарах. Багато гідрологів вважають, що вона складає

трохи більші величини: М.І. Львович – 60 млн.км³, О.Ф. Макаренко – 86,4 млн.км³.

В атмосфері постійно знаходиться близько 13 тис.км³ вологи у вигляді водяної пари, крапель води та кристаликів льоду. При цьому 90% знаходиться в найнижчому шарі атмосфери (від 0 до 6 км). Об'єм атмосферної вологи міг би дати шар води на поверхні Землі не більше 27 мм.

Властивості природних вод. Вода – це найпростіша стійка у звичайних умовах хімічна сполука водню з киснем. За своєю хімічною природою – це оксид водню H₂O. У чистому вигляді вода - речовина безбарвна, що не має ні смаку, ні запаху. Геологи називають воду простим мінералом, який найбільше поширений на Землі і може в земних умовах перебувати у трьох агрегатних станах: у вигляді водяної пари, у рідкому і твердому.

Молекула води несиметрична: три ядра утворюють рівнобедрений трикутник із двома ядрами водню в основі та ядром кисню у вершині (рисунок 1.1). Атом кисню приєднує до себе два електрони, віднятих від атома водню, і тим самим здобуває негативний заряд. У свою чергу, два атоми водню, позбавлені електронів, стають позитивно зарядженими протонами. Тому молекула води утворює електричний диполь. Полярна будова молекули і виникаюче у воді електричне поле обумовлюють велику діелектричну проникність води, яка, в свою чергу, визначає здатність розщеплювати молекули інших речовин, що обумовлює сильну розчинну дію води.

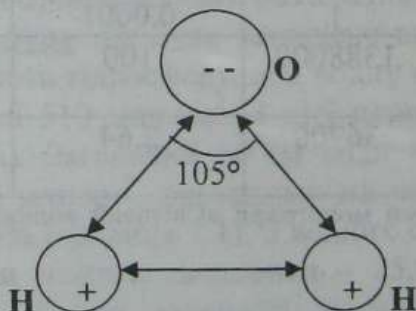


Рисунок 1.1 – Будова молекули води

Дослідження молекулярної будови води свідчать про те, що водяна пара складається, як правило, з одиночних молекул води. У твердому стані (лід) молекули складають гексагональну систему з міцними водневими зв'язками. Вода в рідкому стані займає проміжне положення між парою і льодом. У такій воді зберігається гексагональна система, а її порожнечі заповнюються одиночними молекулами. Тому рідка вода має більшу щільність (дистильована вода при 4°C – $1,0 \text{ т/м}^3$, лід – $0,9 \text{ т/м}^3$), ніж лід. Цим же можна пояснити зменшення щільності води при зниженні температури від 4° до 0°C . Таким чином, найбільш щільна вода спостерігається при температурі 4°C .

Властиві воді водневі зв'язки приблизно в десять разів міцніші, ніж зв'язки в більшості інших рідин. Тому для подолання цих зв'язків при плавленні, випаровуванні та нагріванні води необхідно набагато більше енергії, ніж у випадку з іншими рідинами. Це визначає ряд аномалій для теплових властивостей води.

Водень і кисень мають кілька природних ізотопів: H (звичайний водень), ^2H (важкий водень, або дейтерій D), ^3H (радіоактивний «надважкий» водень, або тритій T), ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O . Тому і сама вода має перемінний ізотопний склад. Природна вода – це суміш води різного ізотопного складу. Найбільш поширена вода з ізотопами ^1H і ^{16}O , частка інших ізотопних видів води дуже мала – менше ніж $0,27\%$.

Отже, головною хімічною властивістю води є здатність добре розчиняти різні хімічні сполуки. Сумарний вміст у воді розчинених речовин називається **солоністю** води, або **мінералізацією**. Як правило, її визначають у проміле (‰), або г/л.

За вмістом солей природні води поділяють на чотири групи: прісні ($0-1\%$), солонуваті ($1-25\%$), солоні ($25-50\%$), високосолоні (розсоли) – більше ніж 50% . Межі між групами виділені таким чином: 1% – це верхня межа солоності питної води, 25% (точніше $24,7\%$) – солоність, при якій температура найбільшої щільності та температура замерзання води

збігаються. У морях солоність води вище 50‰ не спостерігається.

Головними фізичними властивостями води є:

а) висока схована теплота пароутворення – 539 кал/г;

б) температура плавлення льоду (замерзання води) і кипіння (конденсації) відповідає за шкалою Цельсія 0° і 100° при нормальному тиску. При збільшенні тиску температура плавлення знижується (при тиску 2200 атм. температура плавлення -22°). Якщо уявити, що кожні 10 м шару води збільшують тиск на 1 атм., то на глибині Маріанської западини прісна вода замерзла б при температурі -12° .

При зменшенні тиску точки плавлення та кипіння підвищуються, тому в горах вода кипить при температурі нижче 100°C ;

в) на зниження температури замерзання води впливає її солоність. Збільшення солоності на кожні 10‰ знижує температуру замерзання приблизно на $0,5^{\circ}$;

г) щільність води у твердому стані менше, ніж у рідкому; у діапазоні температури від 0° до 4° щільність води з підвищенням температури збільшується. Ця аномалія води має велике гідрологічне та екологічне значення. Крига «плаває» на поверхні води, а водойми не промерзають до дна. При остиганні водойми відбувається перемішування водяної маси, що сприятливо позначається на стані самої водойми;

д) однаковий вплив температури і солоності на щільність води описується правилом Хелланда-Хансена. Справа в тому, що прісна вода, як видно з вищеописаних процесів, має необхідну щільність при 4°C , збільшення солоності приводить до зниження температури, коли вода найбільш щільна (на кожні 10‰ знижує температуру найбільшої щільності на 2°).

Співвідношення між температурами найбільшої щільності і замерзання впливають на характер процесу охолодження води і її конвекцію. Охолоджена прісна вода до 4°C як найбільш щільна опускається на дно водойми, витісняючи більш глибокі води на поверхню. Такий процес для прісних і солонуватих вод (до 24,7‰) продовжується доти, поки

уся вода водойми не стане дорівнювати температурі найбільшої щільності. Конвекція припиняється, а верхні шари води остигають до температури замерзання, але залишаються більш легкими. Солоні води (>24,7‰) піддані вертикальній конвекції аж до моменту їх замерзання.

Теплові властивості води полягають у такому:

а) при випаровуванні (відриві молекул води від поверхні маси води або поверхні інших мас, що містять воду) тепло витрачається. Питома теплота пароутворення залежить від температури;

б) при конденсації (перехід водяної пари в рідкий стан) теплота виділяється (у такій самій кількості, що і при випаровуванні);

в) при випаровуванні льоду витрати тепла складаються з теплоти плавлення і теплоти випаровування. Питома теплота плавлення льоду при нормальному тиску дорівнює 330000 Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при замерзанні води. Питома теплота пароутворення при 0° складає $2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг, при 100° - $2,26 \cdot 10^6$ Дж/кг;

г) питома теплоємність води (кількість теплоти, необхідна для нагрівання одиниці маси води [1 л] на 1°) також «аномально» висока порівняно з іншими рідинами і дорівнює 4190 Дж/кг. Зі збільшенням вмісту у воді солей теплоємність води дуже слабо зменшується;

д) молекулярна теплопровідність води дуже мала і дорівнює у прісній воді 0,6 Вт(м·°С), у льоді 2,24 Вт(м·°С), у снігу 1,8. Меншу теплопровідність має тільки повітря.

Мала теплопровідність води сприяє її повільному нагріванню та охолодженню. Сніг оберігає ґрунт, а лід – водойми від промерзання.

З інших властивостей води необхідно відзначити оптичні. Світло від поверхні води частково відбивається, на межі повітря-вода переломлюється, а в товщі води розсіюється і поглинається і в результаті цього послабляється. Альbedo (коефіцієнт відбиття) залежить від величини кута падіння сонячних променів (чим більше кут, тим менше відбиття) і стану

водної поверхні (гладка поверхня відбиває більше, ніж при хвилюванні) і кількості хмарності.

Світло поширюється у воді на невеликі відстані і залежить від прозорості води. У чистій воді на глибині 1 м інтенсивність світла зменшується на 10%, а на глибині 100 м зберігається близько 1% інтенсивності світла на поверхні. Прямі сонячні промені в чистій воді проникають до глибини 60-65 м (в Байкалі цей показник дорівнює 66 м), а після глибини 200 м – повна темрява. Наявність зважених речовин різко зменшує проникнення світла всередину.

Необхідно знати, що вода добре проводить звук. Швидкість поширення звуку у воді дорівнює 1400-1600 м/с, тобто в 4-5 разів швидше, ніж у повітрі. З підвищенням температури води швидкість звуку збільшується (на 3-4 м/с на 1°). Так само діє збільшення солоності та зростання тиску, тобто зі збільшенням глибини швидкість звуку зростає.

Лекція 2 КРУГООБІГ ВОДИ НА ЗЕМЛІ. ВОДНИЙ БАЛАНС. ВПЛИВ ГІДРОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ НА ПРИРОДНІ УМОВИ

Круговорот води на земній кулі – основна особливість гідросфери Землі і природних умов планети в цілому. Круговорот води створює основний механізм перерозподілу на Землі речовини та енергії, поєднує в єдине ціле не тільки водні об'єкти, але й різні частини планети.

В кругообігу води виявляється єдність природних вод Землі та їх зв'язок з атмосферою, літосферою, біосферою.

Фізичною причиною круговороту води на земній кулі є сонячна енергія та сила тяжіння. Сонячна енергія – головна причина нагрівання і подальшого випаровування води. Сила тяжіння змушує вологу, що сконденсувалася в атмосфері, випадати у вигляді атмосферних опадів, а також поверхневі та підземні води стікати в океан.

У глобальному кругообігу води виділяють дві ланки: океанічна ланка, яка являє собою цикл, який багаторазово повторюється: випаровування з поверхні океану – перенесення водної пари в атмосферу – опади на поверхню океану – випаровування тощо; материкова ланка: випаровування з поверхні суші – перенесення водної пари в атмосферу – опади на поверхню суші – поверхневий і підземний стоки – випаровування тощо. Обидві ланки пов'язані між собою перенесенням водної пари з океану на сушу і навпаки поверхневим і підземним стоками з суші в океан.

З океану щорічно випаровується в середньому 505 тис.км^3 , повертається в океан у вигляді атмосферних опадів 458 тис.км^3 , таким чином, випаровується з океану більше, ніж повертається з опадами. Різницю в 47 тис.км^3 складають води, що переносяться з океану на сушу у вигляді водяної пари. Таким чином, в океанічну ланку круговороту води на Землі залучено 458 тис.км^3 на рік.

На поверхню суші щорічно випадає в середньому 119 тис.км^3 атмосферних опадів. Вони складаються з води, що випарувалася з поверхні суші (72 тис.км^3), і вологи, принесеної з океану (47 тис.км^3). Таким чином, у материковій ланці круговороту обов'язково бере участь волога, перенесена з океану. Важливо відзначити, що з 72 тис.км^3 води, які щорічно випаровуються з поверхні суші, 42% припадають на транспірацію рослинним покривом.

Водообмін між сушею та океаном складає, як уже зазначалося, 47 тис.км^3 води на рік. Волога, яка переноситься з океану, повертається до нього з материковим стоком. Материковий стік (47 тис.км^3) складається з поверхневого ($44,7 \text{ тис.км}^3$) і підземного, який не дренується ріками ($2,2 \text{ тис.км}^3$). Поверхневий стік, у свою чергу, включає водний стік рік і льодовиковий стік ($41,7$ і $3,0 \text{ тис.км}^3$ відповідно). Останній являє собою розвантаження покривних льодовиків у вигляді айсбергів, що відколюються від них, і безпосереднє надходження в океан талої води з покривних льодовиків.

Найбільшу частину льодовикового стоку дає Антарктида (2,3 тис.км³).

Розглянута нами схема кругообігу води на Землі в дійсності є більш складною. При дослідженні гідрологічних процесів на суші дуже важливо враховувати, що суша поділяється на дві частини – **області зовнішнього стоку**, звідки атмосферні опади, що випали, надходять у Світовий океан, і **області внутрішнього стоку** (безстічні), які не дають стоку у Світовий океан. На частку таких областей припадає 80% і 20% площі суші відповідно.

Головний вододіл земної кулі поділяє всю сушу на два схили: перший – із стоком річок в Атлантичний і Північний Льодовитий океани (близько 60% площі суші) і другий – із стоком річок у Тихий та Індійський океани (40%). Головний вододіл проходить у Південній та Північній Америці від мису Горн по Андах, Скелястих горах до Берингової протоки, по східному нагір'ю Азії, перетинає його в широтному напрямку, а потім продовжується уздовж східної окраїни Африки та її південного краю.

До найбільш великих областей внутрішнього стоку (безстічним) належать: в Європі – басейн Каспійського моря; в Азії – Туранська низовина, яка включає басейни Аральського моря та о. Балхаш, пустелі Алатань, Гобі, Такла-Макан, велику частину Аравійського півострова; в Африці – пустеля Сахара, Лівійська, Нубійська, Калахарі, басейни озер Чад, Рудольф та інших; у Північній Америці – пустеля великого водного басейну, басейн Великого Солоного озера; у Південній Америці – водозбір озер Тітікака і Поопо; в Австралії – західна і центральна частини материка (більше ніж 50% площі усього материка).

В областях зовнішнього стоку щорічно випадає 110 тис.км³ опадів, а випаровується 63 тис.км³. Різниця (47 тис.км³) і складає материковий стік в океан. В областях внутрішнього стоку випадає в цілому 9 тис.км³ опадів на рік і весь цей об'єм води в остаточному підсумку випаровується.

Таблиця 2.1 – Середній річний водний баланс Землі

	Опади, P		Випаровування, E		Стік, S											
	тис.к м ³	мм	тис.к м ³	мм	річковий, Sp		льодовик, Sp		весь повер- хневий, Sp		підземний, Si		сумарний, S			
					тис.к км ³	мм	тис.к км ³	мм	тис.к км ³	мм	тис.к км ³	мм				
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
1																
Уся Земля	577	1130	577	1130	9	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
Світовий океан	458	1270	505	1400	41,7	116	3,0	8	44,7	124	2,2	6	47,0	315		
Суша	119	800	72	485	41,7	280	3,0	20	44,7	300	2,2	15	47	130		

Усі найбільші ріки світу дрениують області зовнішнього стоку. Але й в областях внутрішнього стоку (безстічних) є досить великі ріки з сумарним стоком близько 1 тис.км³ на рік. Серед цих річок Волга, Аму-Дар'я, Сир-Дар'я, Лі, Чу. На частку Волги припадає близько 1/4 стоку всіх річок безстічних областей. Ріки ці несуть свої води в замкнуті озера, де ці води і випаровуються.

Опади на будь-якій ділянці суші складаються із «зовнішніх» опадів, що сконденсувалися з водяної пари, що пришли ззовні, і «внутрішніх» (місцевих), що утворилися з вологи, яка випарувалася з поверхні даної ділянки. Цей багаторазово повторюваний процес називається внутрішньоматериковим вологооборотом.

Кількісно кругообіг води виражається у вигляді рівняння водного балансу, яке, як правило, записується так:

- для океану прибутковою частиною балансу є атмосферні опади (P , мм), поверхневий стік (S_n), стік підземних вод (S_{ii}), а видатковою частиною – випаровування з поверхні океану (E , мм):

$$P + S_n + S_{ii} = E; \quad (2.1)$$

- для суходолу прибутковою частиною балансу є опади (P , мм), видатковою – випаровування з поверхні суші, стік поверхневих (S_n) і підземних (S_{ii}) вод:

$$P = E + S_n + S_{ii}. \quad (2.2)$$

Для того щоб подати водний баланс для Землі в цілому, необхідно скласти обидві формули, у результаті чого отримаємо

$$2P + S_n + S_{ii} = 2E + S_n + S_{ii}. \quad (2.3)$$

Після нескладних математичних змін формула водного балансу Землі набуде вигляду:

$$P = E. \quad (2.4)$$

Для безстічних областей водний баланс має такий вигляд:

$$P + S_n + S_{ii} = E. \quad (2.5)$$

Кількісні показники окремих елементів були розраховані М.І. Львовичем і наведені в монографії «Світовий водний баланс і водні ресурси Землі» (1974).

На рисунку 2.1 наведена схема світового вологообороту, складена Л.С. Абрамовим.

Важливе і нове завдання сучасної гідрології – це оцінка впливу господарської діяльності на процеси круговороту води і водних ресурсів. **Водні ресурси** в широкому сенсі – це всі природні води Землі, представлені водами річок, озер, водоймищ, боліт, льодовиків, водоносних горизонтів, океанів та морів, які використовуються в господарських потребах у даний час і можуть бути використані в перспективі. Тому водні ресурси – це категорія не тільки природна, але й соціально-історична.

Найбільш цінними водними ресурсами є запаси прісних вод. Їх ресурси складаються з так званих статичних (вікових) запасів та з безупинно поновлюваних водних ресурсів.

Статичні запаси прісних вод представлені частиною нижніх шарів озер і водоймищ, льодовиками, підземними водами.

Поновлювані водні ресурси – це ті води, що щорічно відновлюються в процесі кругообігу води (стік – 41,7 тис.км³ води на рік, або 35% атмосферних опадів на планеті). Цю частину водних ресурсів можна вилучати для господарських потреб (звичайно до певних меж). На противагу цьому статичні запаси вод не можна вилучити без нанесення збитку або водному об'єкту, або пов'язаним з ним рікам.

У ХХ столітті істотно зросли обсяги безповоротного водоспоживання. Однак таке водоспоживання істотно впливає на водні ресурси даних регіонів, окремих річкових басейнів і водойм. Як приклад можна навести різке скорочення об'єму Аральського моря у зв'язку зі зменшенням стоку Аму-Дар'ї та Сир-Дар'ї. Створення великої кількості водоймищ привело до зменшення припливу вод в океан, що привело до деякої затримки підвищення його рівня, яке спостерігалось.

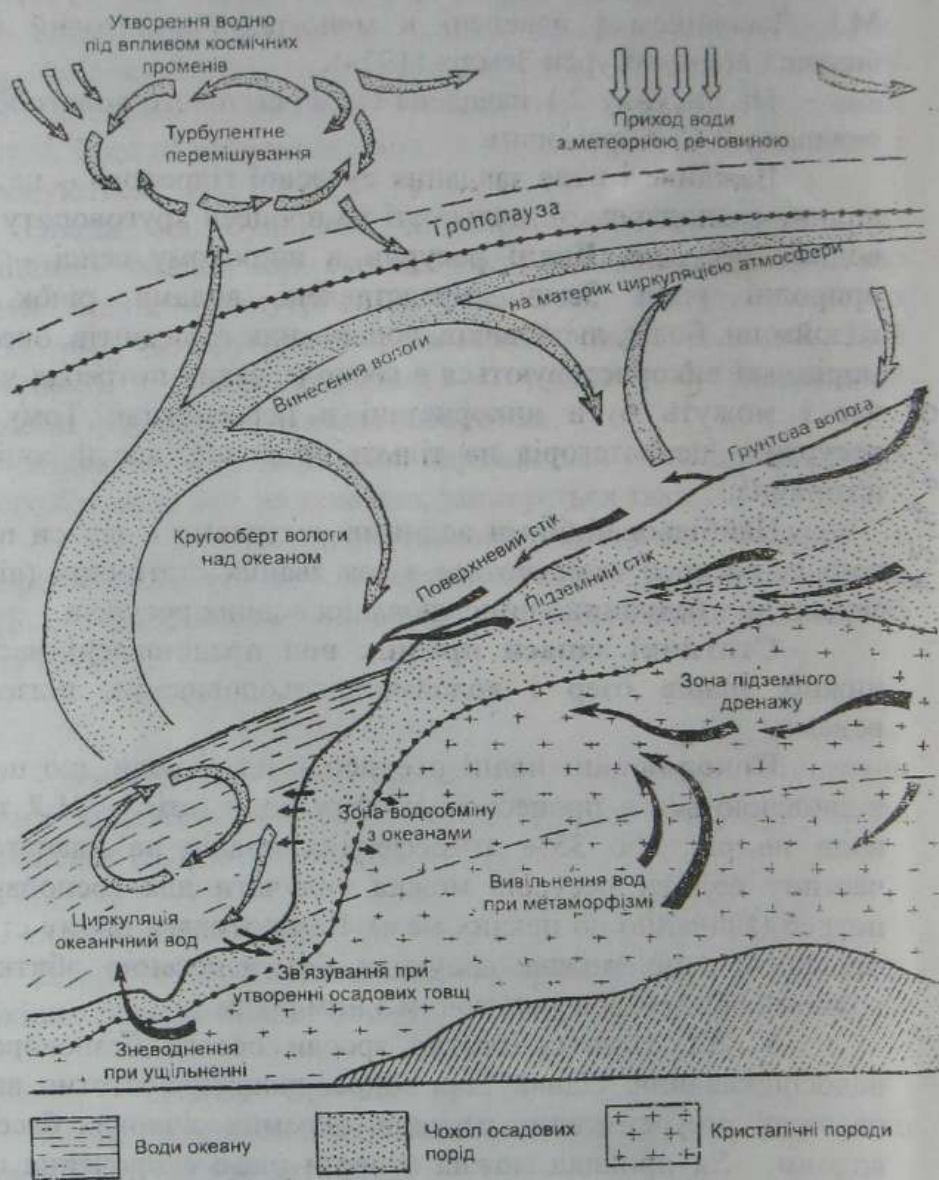
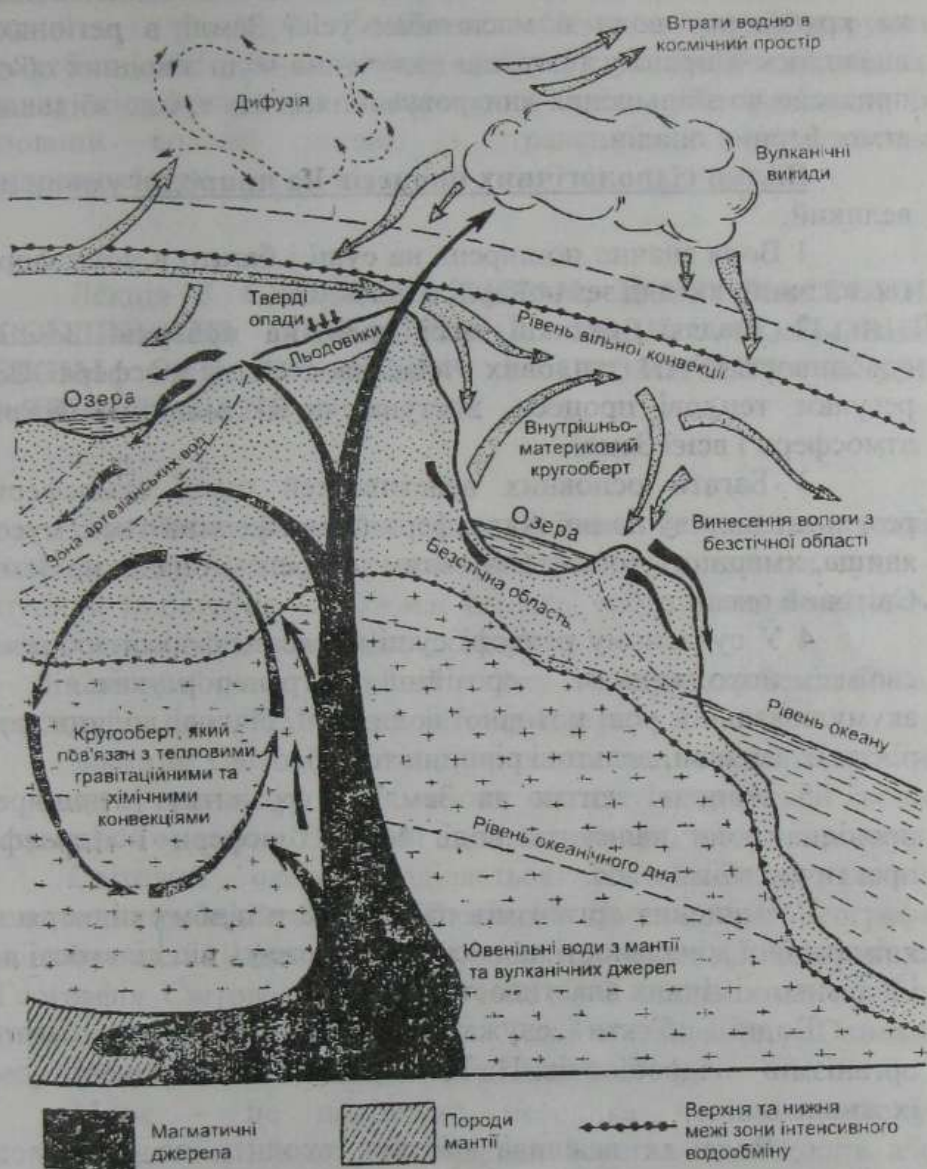


Рисунок 2.1 – Схема світового вологооберту за Л.С. Абрамовим



Однак помітного впливу від збільшення водоспоживання на круговорот води в масштабах усієї Землі в регіонах не виявилось. Справа у тому, що вилучення води з водних об'єктів призвело до збільшення випаровування, а отже, і до збільшення атмосферних опадів.

Вплив гідрологічних процесів на природні умови дуже великий.

1 Вода значно поширена на суші і багато в чому формує геологічний вигляд земної кулі в цілому.

2 Завдяки великій масі води на поверхні Землі та особливостям її теплових властивостей гідросфера Землі регулює теплові процеси, виступаючи як могутній нагрівач атмосфери і всієї Землі.

3 Багато основних властивостей самої атмосфери – результат впливу на неї гідросфери (атмосферний тиск, мусонні явища, хмарність тощо). Основним джерелом опадів на Землі є Світовий океан.

4 У сучасному рельєфі суші численні форми зобов'язані своїм походженням ерозійній, транспортувальній та акумулювальній ролі поточної води (яри, річкові долини, русла рік та їх заплави, дельтові рівнини тощо).

5 У появі життя на Землі, її розвитку і поширенні провідна роль належить воді. Межі біосфери і гідросфери практично збігаються.

Розміщення організмів на планеті в цілому підкоряється кліматичної зональності, але істотно залежить від кількості води і її фізико-хімічних властивостей.

Водні об'єкти служать місцем існування багатьох організмів – гідробіонтів. На їх життя істотно впливають умови їх живлення.

6 Вода як важлива частина входить до складу всіх організмів у кількості від 60 до 99,7%. В наземних рослинах 70-90% води, у водоростях 90-98%. Медузи на 95-98% складаються з води, у рибах її близько 70%. Ссавці містять 63-68% води. Сама людина на 65% складається з води.

Вода необхідна для існування організмів: її споживають і тварини, і рослини. Величезні об'єми води фільтрують безхребетні, які живуть у воді океану і суходільних водоймах. Значну кількість води пропускають крізь себе рослини, їх головний водний процес - транспірація (фізіологічне випаровування).

Лекція 3 СВІТОВИЙ ОКЕАН, ЙОГО ЧАСТИНИ. ОСОБЛИВОСТІ ОКЕАНІЧНОЇ ВОДИ. СОЛЬОВИЙ РЕЖИМ ОКЕАНУ. КОЛІР І ПРОЗОРИСТІТЬ ВОДИ. НАЯВНІСТЬ ГАЗІВ

Світовим океаном називається безупинна водна оболонка земної кулі, над якою виступають елементи суші – материками та островами – і яка має єдність, тобто є взаємозв'язком частин і спільністю сольового складу.

Світовий океан покриває майже 2/3 поверхні Землі (71%) і містить близько 96,5% вод усієї гідросфери.

Частини Світового океану, розташовані між материками, які мають великі розміри, свою систему циркуляції води, називається **океаном**. В океані виділяють моря, затоки, протоки.

Світовий океан поділяється на океани: Тихий, Атлантичний, Індійський і Північний Льодовитий. Географи виділяють ще і Південний океан, який примикає до Антарктиди («Географія Світового океану», 1985) і є південними краями Атлантичного, Індійського і Тихого океанів. Основні характеристики океанів подані в таблиці 3.1.

Море – це порівняно невелика частина океану, відокремлена від інших його частин берегами материків або островами чи півостровами. Море, як правило, має свої гідрологічні або геологічні особливості.

За розташуванням відносно суші моря поділяються на окраїнні, внутрішні та міжострівні.

Таблиця 3.1 – Основні морфологічні характеристики океанів

Характеристика	Океан				Світовий океан
	Атлантичний	Індійський	Північний Льодовитий	Тихий	
Площа поверхні, млн. км ²	91,66	76,17	14,75	178,68	361,26
Об'єм, млн. км ³	329,7	282,7	18,1	710,4	1340,7
Середня глибина, м	3597	3711	1225	3976	3711
Найбільша глибина, м	8742	7209	5527	11022	11022

Окрайні моря мають відносно вільний зв'язок з океаном, відокремлюються від океану островами або врізаються в суходол (Баренцове, Чукотське, Охотське, Аравійське).

Внутрішні моря пов'язані з океаном порівняно вузькою протокою, їх гідрологічний режим істотно відрізняється від океану (Азовське, Чорне, Балтійське, Біле, Червоне).

Міжострівні моря відокремлюються від океану великими островами або лежать серед групи островів (Молукське, Фіджі, Банда).

Виділення морів, їх меж і навіть їх назв не зовсім установилося, і за різними даними їх нараховується від 17 до 84.

В океанах і морях виділяють окремі частини, які, як правило, прилягають до материків або островів і відрізняються обрисами, морфологією дна і гідрологічним режимом. Сюди належать **затоки** (бухти, лимани, лагуни, фіорди). Деякі затоки за їх розмірами можна віднести до морів, але традиційні назви давно встановилися і у науці й у практиці.

Бухта – невелика затока, відокремлена мисами від основної акваторії моря. Звичайно вона дуже добре захищена від вітрів і використовується для побудови портів (Цемеська бухта

під Новоросійськом, Золотий Ріг у Японському морі під Владивостоком тощо).

Лиман – затока, відокремлена від моря піщаною косою з вузькою протокою, що з'єднує її з морем (Дніпровський, Дністровський лимани на Чорному морі тощо). Частіше лиман представляють як затошену частину ділянки річкової долини.

Губа – затока, що глибоко врізається в сушу; назва характерна для півночі Росії (Чеська в Баренцовому морі, Обська в Карському тощо).

Фіорд – вузька, глибока затока з високими, майже стрімкими берегами (зазвичай ложе древнього льодовика). Характерні для Скандинавського півострова, Ісландії, Гренландії тощо.

Окремі частини морів, океанів зв'язуються протоками. Протоки бувають дуже різноманітними, відіграють дуже важливу роль у формуванні гідрологічного режиму.

У питанні про походження океану розглядаються утворення і будівля дна океану (див. курс «Геологія з основами геоморфології») і утворення водної маси. Сьогодні наукою встановлено, що головне джерело усієї води на Землі – дегазація речовини мантії Землі.

У спокійному стані поверхня Світового океану повинна збігатися з поверхнею геоїду. Однак поверхня океану безупинно змінюється з багатьох причин. Наприклад, у зимовий період маса води океану охолоджується, ущільнюється і рівень води знижується, а влітку відбувається зворотний процес. Дія припливних сил, атмосферного тиску, вітру також викликає зміни рівня океану. Важливим фактором є зміна водного балансу, а саме: прибуткової або видаткової частини балансу, які належать до **гідрократичних** причин. Положення рівня океану може змінюватися залежно від рухів земної кори при зростанні або навпаки, опусканні земних плит (**геократичні причини**).

Основною відмінною властивістю океанічної води є її **солоність**. Солоність (S ‰) – характеристика, що обумовлює

фізичні властивості морської води: щільність, температуру замерзання, швидкість звуку тощо.

За сучасним уявленням гідросфера утворилася разом з атмосферою на ранніх стадіях розвитку Землі у результаті виплавки базальтів і процесів дегазації верхньої мантії. В той самий час формувався первинний сольовий склад океану. Надалі в океан стали змиватися продукти руйнування суші, які мають інший хімічний склад. Сьогодні головні катіони морської води зобов'язані своїм походженням процесам вивітрювання гірських порід і винесенню їх в океан.

Помічено, що **співвідношення різних солей**, що визначають солоність води у всіх районах Світового океану, **однакове**. Ця закономірність формулюється як **властивість сталості солоності морських вод**.

Середня солоність вод Світового океану складає 35,16‰.

У таблиці 3.2 наводяться дані сольового складу морської води.

Таблиця 3.2 – Вміст солей, % від маси солей

Назва	Відсоток від маси солей
Хлориди (галоїди)	88,7
Сульфати	10,8
Карбонати	0,3
Інші	0,2
Усього	100

З основних аніонів у воді знаходяться Cl^- 19,35‰ і SO_4^{--} 2,70‰, а катіонів з Na^+ 10,76‰ і Mg^{++} 1,30‰ (таблиця 3.3).

Як видно з наведених даних, води океанів і морів можуть бути віднесені до хлоридного класу і натрієвої групи. Усього лише 8 іонів дають більше ніж 99,9% загальної маси солей у морській воді. На 0,1%, що залишилися, припадають практично всі інші елементи Періодичної системи Менделєєва.

Таблиця 3.3 – Концентрація різних іонів у воді середньої солоності

Аніони		Катіони	
назва	%	назва	%
Cl ⁻	19,35	Na ⁺	10,76
SO ₄ ²⁻	2,70	Mg ⁺⁺	1,36
HCO ₃ ⁻	0,14	Ca ⁺⁺	0,41
Br ⁻	0,07	K ⁺	0,39
H ₃ BO ₃ ⁻	0,03	Sr ⁺⁺	0,01
Всього 35,16%			

Солоність води визначають за Міжнародною формулою (1967 р.)

$$S_{\text{‰}} = 1,81\text{Cl}, \text{‰}. \quad (3.1)$$

Через те, що сольовий склад окраїнних і внутрішніх морів трохи відрізняється від середнього сольового складу океанічних вод, для кожного моря розроблені свої формули (див. Методичні вказівки з виконання лабораторних робіт з курсу «Гідрологія», 1999).

Сольовий режим океану перебуває в повній залежності від розподілу складових водного балансу океану.

Водний баланс океану (лекція 2) поданий формулою

$$P + S_n + S_n = E.$$

Широтний розподіл солоності на поверхні Світового океану показово можна розглядати на прикладі Атлантичного океану. На екваторіальних широтах солоність трохи знижена – це пояснюється припливом прісної води у вигляді опадів і річкового стоку.

У тропічних широтах основну роль відіграє випаровування. При майже постійно ясному небі, відсутності атмосферних опадів і річкового стоку солоність складає 37‰.

У помірних широтах солоність, як правило, здобуває свої характерні величини – 35‰. Однак чим ближче до полярних широт, тим солоність зменшується до 33-32‰. Особливо яскраво це видно в Північному Льодовитому океані, де у зв'язку

зі зниженим термічним режимом випаровування мале, а основну роль виконує стік прісних вод (р. Юкон, Маккензі, Півн. Двіна, Печора, Об, Єнісей, Лена тощо).

Роль сезонних льодів – узимку при замерзанні вода збільшує свою солоність, а влітку – навпаки, опріснює воду.

Із загальної схеми розподілу солоності води випадають внутрішні моря, де опріснювальний вплив річок дуже великий. Так, солоність води Балтійського моря 10-12‰, у затоках 2-6‰, Чорного – 16-18‰, Азовського – 10-24‰, помітно менше солоності вод океану. Але буває і навпаки, наприклад, якщо прісна складова водного балансу невелика, а випаровування води значне, солоність може бути значно вищою (Середземне море – 38-39‰, Перська затока – 39-40‰, Червоне море – 40-42‰).

У середньому найсолонішими є води Атлантичного океану (35,4‰). Менш солена вода в Тихому (34,9‰), в Індійському (34,8‰). Значно опріснена вода в Північному Льодовитому океані (29-32‰), біля берегів 10‰.

Всередину океану солі поширюються процесами перемішування і переважає загальна закономірність збільшення солоності вниз, у товщу води. У широтах, де на поверхні океану солоність вища середньої, спостерігається зменшення її до 34,8-35‰. Як правило, глибше 1000-1500 м солоність Світового океану постійна, близько 35‰.

Колір води пов'язаний з вибірковістю процесів поглинання і розсіювання сонячного світла. Вибірковість виражається в тому, що короткі хвилі розсіюються сильніше. Цим визначається колір води – синій, голубий.

Сині кольори притаманні відкритим водам океанів. Сині води відрізняються малою кількістю домішок, життя в них розвинуте значно слабкіше. Вважають, що синій – це колір «морських пустель» - колір чистої води.

Прибережні води, як правило, мають жовтуватий або зелений колір. Жовті води мають багато неорганічних домішок, зелені води містять багато планктону, зазвичай відрізняються гарною продуктивністю, у них розташовані промислові райони.

Таким чином, колір води пов'язаний з її чистотою і прозорістю. Значення відносної прозорості змінюється від декількох метрів у прибережній зоні до декількох десятків метрів у відкритих водах. Найбільша прозорість була зафіксована в Бенгальській затоці та Саргасовому морі (66 м), у відкритому океані вона досягає 50-60 м.

За освітленістю в океані виділяють чотири яруси. Перший – світловий (евфотичний) – займає товщу до 150 м. Саме тут існують зелені водорості. Другий ярус – напівсвітловий (від 150 до 500 м), у якому ще можуть жити водорості, але вже не зелені. Живі організми наявні в досить великих кількостях. Третій ярус – малосвітловий, або тіньовий (500-1500 м), характеризується відсутністю водоростей, але живі організми ще добре поширені. Нижче 1500 м знаходиться безсвітловий ярус, в якому живі організми трапляються дуже рідко.

У воді океану завжди поширені **гази**. Здатність океанічної води розчиняти гази залежить від її температури і солоності. Чим вище температура і солоність, тим менше газів може в ній знаходитися (насамперед – це кисень і вуглекислий газ, а також сірководень, метан, аміак).

Кисень надходить в океан з атмосфери і виділяється водоростями при фотосинтезі. Витрачається на подих, окиснювання. Холодна вода поглинає кисень з повітря, тому холодні плини сприяють розвитку в них життя.

Вуглекислий газ також потрапляє у воду з атмосфери, виділяється при диханні організмів і розкладанні органічної речовини, надходить із земної кори при підводних виверженнях. Вуглекислий газ, як і кисень, краще розчиняється у холодній воді. Тому при підвищенні температури вода віддає його атмосфері, при зниженні – поглинає. Таким чином, обмін газами між океаном і атмосферою – процес безупинний.

У морях, де глибини не забезпечуються киснем, накопичується сірководень. Нормальне органічне життя в умовах отруєння сірководнем неможливе (Чорне море). Збільшення щільності води з глибиною забезпечує рівновагу

водної маси в Чорному морі, повне перемішування води в ньому не відбувається, кисень із глибиною поступово зникає, збільшується вміст сірководню, що досягає біля дна $6,5 \text{ см}^3/\text{л}$.

Лекція 4 ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ СВІТОВОГО ОКЕАНУ

Основне джерело тепла, яке одержується океаном, – сонячна радіація, що надходить на його поверхню. Велику роль у тепловому режимі океану виконують теплообмін з атмосферою, тепловий стік річок і виділення тепла при льодоутворенні. Тепло океану витрачається на випаровування і теплообмін з атмосферою, на танення льоду.

Розподіл температури води на поверхні океану підкоряється закону широтної зональності, тому що надходження сонячної енергії залежить від широти.

Найбільш висока температура води на поверхні Світового океану спостерігається в екваторіальній зоні в місцях розташування термічного екватора $+27^\circ$, $+28^\circ$. Від зони термічного екватора температура води в поверхневому шарі океану знижується в напрямку полюсів до -1° , $-1,8^\circ\text{C}$. Біля берегів, у затоках температура влітку може підвищуватися до 32°C .

Загальний зональний розподіл температури порушується течіями, ріками, льодами. Надходячи з низьких широт у більш високі, течії несуть більш теплі води і навпаки, спускаючись з більш високих широт – течії несуть істотно знижені значення температур.

Танення льодів охолоджує морську воду. Біля кромки льоду температура води завжди близько 0°C або близька до точки замерзання.

Сезонні коливання температури води на поверхні Світового океану невеликі і складають значні величини тільки в помірних широтах (таблиця 4.1).

Таблиця 4.1 – Річна амплітуда температури води Світового океану за широтами

Широта	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
Північна півкуля	1,6	1,4	3,5	6,0	8,9	7,6	5,0
Південна півкуля		2,7	3,8	5,5	4,4	2,9	2,2

Найвищі температури води в Північній півкулі припадають, як правило, на серпень, найнижчі – на лютий (на один місяць пізніше порівняно з температурою повітря через велику її теплоємність). У мілководних морях час максимумів і мінімумів температури води та повітря майже збігається.

Добові коливання температури води спостерігаються лише в самому поверхневому шарі і рідко перевищують 1°C.

Істотно впливають на температуру поверхні води океану згінно-нагінні явища в прибережних районах. Згінні вітри в Криму або Одесі можуть відігнати верхній нагрітий шар води в море, а вода, яка піднялася йому на зміну з глибини, створюють ефект різкого зниження температури води на 10-12°C.

«Спливання» глибинних вод до поверхні моря – дуже поширене явище у Світовому океані. Воно називається **апвелінг** (upwelling). У районах апвелінгу температура води на поверхні значно нижче, ніж середня температура на цій широті.

Середня річна температура води поверхні Світового океану 17,5°C, що на 4-3° вище, ніж середня температура планети. Це свідчить про те, що Світовий океан є **аккумулятором тепла** й обігріває планету.

У глибинних шарах води температура, як правило, знижується. Маючи середню солоність в 35‰ (щільність води океану при підвищенні температури зменшується), нагрівання води не приводить до вертикальної конвекції. Тому глибинні води океану мають температуру, значно більш низьку (температуру, що відповідає найбільшій щільності). Тільки в Північному Льодовитому океані глибинні води більш теплі, ніж на поверхні (глибинний приплив теплих вод з більш теплих районів).

Між верхнім шаром, значно більш нагрітим від сонячної енергії, і глибинною водою, з майже постійною низькою температурою, лежить «шар стрибка» температури, де спостерігаються найбільші градієнти температур. Такий шар називається «**термоклин**».

Утворення льоду на поверхні Світового океану можливо на більшій його частині. Найбільшого поширення крижаний покрив досягає до кінця зими. Так, до квітня площа зайнята кригою, в Арктиці досягає майже 11 млн км², до вересня в Антарктиді – майже 20 млн км². Крім того, замерзають багато морів.

За походженням льоду в морі поділяються на три групи: власне **морські**, що утворюються при замерзанні морської води, **річкові**, що виносяться в море великими ріками, і **айсберги** – уламки льодовиків, що спускаються з суходолу в море. Утворення морського льоду проходить кілька стадій. Спочатку лід з'являється у вигляді окремих довгих кристалів – утворюються крижані голки. Кількість крижаних голок збільшується, вони легко змерзаються й утворюють плівку темно-сірого кольору, горбисту, схожу на скоринку, що утворюється при остиганні смальцю. Тому така скоринка називається «**сало**». При штилі крижані голки ще активніше змерзаються, утворюючи напівпрозорий еластичний покрив – **нілас**. При невеликому хвилюванні, що перешкоджає утворенню суцільної кірки, утворюються окремі крижини (до 50 м) майже круглої форми. Цей вид льоду називається **млинчастим**. Якщо кригоутворення відбувається при сильному хвилюванні, то шар сала збільшується, але не змерзається в моноліт, утворюється щось на зразок крижаної каші, яку називають «**шуга**».

Подальший розвиток початкових форм льоду призводить до формування молодого льоду (**молодик**) – великої площі шорсткуватого, яскраво-сірого порівняно рівного льоду товщиною 10-30 см.

Крижаний покрив є своєрідною ковдрою для моря, що зменшує тепловіддачу в атмосферу. Найбільша товщина, до якої може намерзнути лід за одну зиму в умовах полярних

широт – 2 м. Однак у Північному Льодовитому океані лід має товщу 3-7 м. Така крига називається **багаторічною**, або **паковою** (в Антарктиці таких льодів не утворюється – за літній період зимовий лід на океані тоне або відноситься Циркуляційною течією у більш теплі широти).

Майже всі льоди в морі перебувають в постійному русі і називаються плавучими льодами. І тільки льоди, що примерзли до берега, залишаються на місці і називаються **береговим припаєм**. Закономірності руху льоду під дією вітру встановив Ф.Нансен (1893-96 р.). Виявилось, що швидкість руху льоду менша швидкості вітру, який його створив, приблизно в 50 разів, а згідно з дією сили Коріоліса його напрямок відхиляється на 30° від напрямку вітру.

Вітер, переміщаючи льоди, створює смуги чистої води – **ополонки**, а уламки крижин при своєму русі можуть нагромаджуватися одна на одну й утворювати **тороси** висотою до 30-40 м.

Головна особливість морського льоду – його солоність, яка, як правило, набагато нижче солоності води і складає $\leq 10\%$. З часом солоність його зменшується і багаторічний лід буває зовсім прісним. Причина цього криється в умовах замерзання морської води. Справа у тому, що лід-кристалик завжди прісний, а між кристаликами утворюється ропа – сильний сольовий розчин води. Солоність такого розсолу може значно перевищувати солоність води у морі. Тому при утворенні льоду під впливом розсолу солоність збільшується. Щільність розсолів збільшується і він по краплях просочується між голками кристаликів униз.

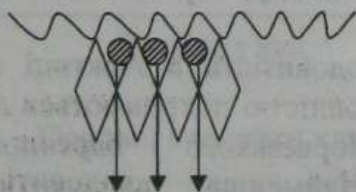


Рисунок 4.1 – Умови замерзання морської води

Айсберги – льоди, що утворилися на суші Антарктиди або островів Арктики, можуть існувати досить довго і відпливати на великі відстані від місця свого «народження», мають блакитнуватий колір. Іноді великий айсберг досягав навіть 30° південної широти. Зареєстровано айсберги довжиною до десятків кілометрів (до 150 км) і висотою над рівнем моря до 40-90 м, глибина під водою, як правило, у 4 рази більша, ніж над поверхнею. Поводження айсбергів часто є непередбаченим. Рухаються вони відповідно до основних потоків постійних вітрів, часто перевертаючись через підтаювання нижньої частини і зміни центра тяжіння. Іноді «невеликий» за розмірами на поверхні води айсберг виявляється гігантським під водою.

Після загибелі в 1912 році лайнера «Титанік» для спостереження за айсбергами в Північній Атлантиці організована служба «Міжнародний льодовий патруль».

Річкові льоди з'являються в океанах і морях, як правило, навесні, мають жовтуватий колір і товщину не більше 2 м. Зустрічаються вони в Арктиці в гирлах великих річок.

Усі райони океану можна поділити на льодові, такі, що замерзають, та безльодові. Льодові райони, у свою чергу, поділяються на полярні, в яких льоди існують цілий рік, і субполярні, в яких лід майже цілком тане. Моря, що замерзають, влітку цілком очищуються від льодів, але узимку можуть мати майже суцільний льодовий покрив. У безльодових районах льоди не утворюються, хоча в дуже суворі роки може утворюватися береговий припай.

Льодовий покрив, або льодовитість, характеризується площею крижаної поверхні, її середньою товщиною, строками появи і зникнення льоду, тривалістю льодоставу, видом поверхні тощо.

Найбільша льодовитість в Арктиці спостерігається на початку квітня, тут повністю покриваються льодом усі моря, за винятком частини Норвезького і Баренцова морів, завдяки теплим течіям. Найменша льодовитість в Арктиці спостерігається наприкінці серпня.

В Антарктиді найбільший розвиток льоду мають з вересня, кромка льоду проходить приблизно по 60° півд. ш. До квітня льоду майже цілком тануть і залишаються тільки як береговий припай біля великих вивідних льодовиків.

Лекція 5 РУХ ВОДИ В ОКЕАНІ. ХВИЛІ. ТЕЧІЇ. ПРИПЛИВИ

Усі рухи води в океані поділяються на коливальні та поступальні.

Яскравим прикладом коливальних рухів води є **хвилі**.

До основних елементів хвилі належать:

- **довжина**, м – найкоротша відстань між двома сусідніми вершинами – найвищими точками гребенів або між двома сусідніми підощвами – найнижчими точками хвилі;

- **висота**, м – різниця рівнів вершини і підощви;

- **крутість**, градуси – кут між кривою профілю хвилі та горизонталлю;

- **середня крутість** – відношення висоти хвилі до її довжини.



Рисунок 5.1 – Основні елементи хвилі

Рух хвилі характеризує:

- **період**, с – час, за який хвиля проходить відстань, яка дорівнює своїй довжині;

- **частота** – число коливань за одну хвилину.

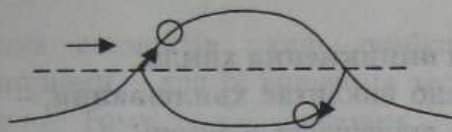
Напрямок хвилі визначається, як і для вітру, звідки йде хвиля (за румбами).

У кожній хвилі кожна частинка води описує рухи, схожі на еліпс, які називаються **ізохорою**. Вигляд ізохори залежить від швидкості руху хвилі. При малих швидкостях руху хвилі еліпс ізохори набуває „лежачого вигляду”, при збільшенні швидкості руху – ізохора витягується нагору. При впливові вітру симетрія форми хвилі порушується – передній схил стає крутішим від заднього. Частинок води у верхній частині хвилі набувають поступального руху, коли збільшується швидкість руху гребеня, і, закінчивши один оберт по ізохорі, опиняються перед основною масою води – відбувається **зрив гребеня**, утворюється **пінний бурун**.

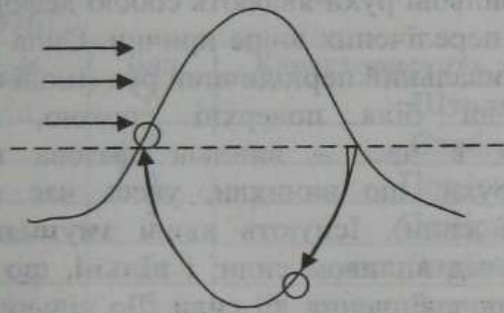
При підході до берега, де глибина зменшується до нуля в урізі води, у хвилі відбуваються істотні зміни в профілі. Хвиля, відбиваючись від берега, руйнується, виникає **прибій**. Різні варіанти деформації хвилі пов'язані з характером берега і прибережного рельєфу дна. При положистому дні передній схил хвилі гальмується силою тертя, стає крутіше, гребінь наздоганяє підошву, що йде перед ним, і падає, утворюючи **прибій**.

При високому, крутому березі, ізохора хвилі різко стискається, утворюється **підкидання**. Вода при цьому у вигляді бризок, піднімається на десятки метрів (до 60 м).

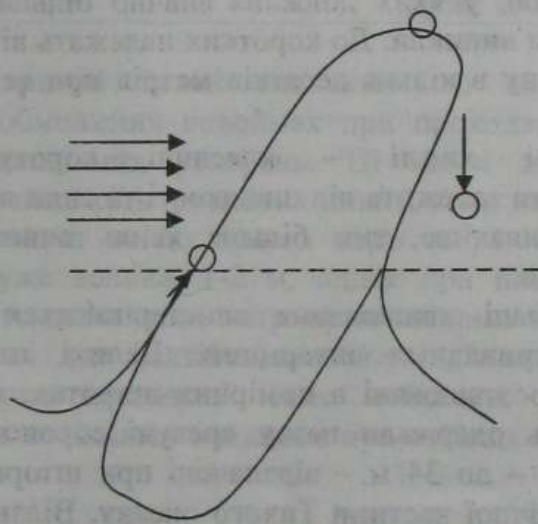
За частотою коливань хвилі можуть поділятися на утворюючі (менше 15 за одну хвилину) і руйнівні, коли за одну хвилину на берег накочує 15 і більше хвиль.



а



б



в

Рисунок 5.2 – Вид ізохори (профілю хвилі): а – при слабкому вітрі; б – при посиленні вітру; в – при сильному вітрі

Причини виникнення хвиль:

- 1) вітер, що викликає **хвилювання**, – один з різновидів хвильових рухів, які існують в океані;
- 2) зміна атмосферного тиску при проходженні циклонів;
- 3) сейсмічні причини;
- 4) приливні сили.

Усі хвильові рухи являють собою деформацію маси води під впливом перелічених вище причин. Сила дії даної причини викликає коливальний періодичний рух (іноді коливальна форма поверхні води біля поверхні спокою, іноді коливання розвиваються в часі – виникає фазова швидкість, тобто коливальні рухи, що виникли, увесь час переміщуються в напрямку дії сили). Існують хвилі **змушені**, які безупинно перебувають під впливом сили, і **вільні**, що поширюються за інерцією після закінчення дії сили. До вільних хвиль належать **брижі**.

Хвилі поділяються на **довгі** та **короткі**. До довгих належать хвилі, у яких довжина значно більше, ніж глибина місця, де вони виникли. До коротких належать вітрові хвилі, що мають довжину в кілька десятків метрів при середній глибині океану 4 км.

Вітрові хвилі – класичні короткі хвилі. Їх характеристика залежить від швидкості та сили вітру. Чим вітер сильніше, триваліше, тим більше хвиль виникає, тим вони крутіше і вище.

Найбільші хвилювання спостерігаються в районах з частими і тривалими штормами. Великі площі сильного хвилювання розташовані в помірних широтах, які у південній півкулі навіть одержали назву «ревучі сорокові». Найбільші висоти хвиль – до 34 м – відзначені при штормових вітрах у середині північної частини Тихого океану. Відзначалися також гігантські хвилі біля південних берегів Африки, що стали причиною катастроф декількох судів, „хвилі-убивці” – до 20 м висотою. Однак у величезній більшості випадків висоти хвиль не перевищують 7-8 м. Звичайна довжина таких хвиль близько 130-170 м.

Вимірювання елементів хвиль пов'язано з великими технічними труднощами – для їх вивчення застосовують метод стереокінозйомки. Тому в масових спостереженнях користуються приблизними прийомами для якісної оцінки розмірів хвилювання в балах (таблиця 5.1).

Таблиця 5.1 – Шкала ступенів хвилювання (за Д.О. Жуковим, 1976)

Висота хвилі, м	Бал	Характеристика хвилювання
0	0	Штиль
до 0,25	1	Слабке
0,25-0,75	2	Помірне
0,75-1,25	3	Помірне
1,25-2,00	4	Значне
2,00-3,50	5	Значне
3,50-6,00	6	Сильне
6,00-8,50	7	Сильне
більше ніж 8,5	8, 9	Дуже сильне

Анемобаричні хвилі викликаються, як правило, у закритих або обмежених водоймах при проходженні через їх акваторію циклонічних утворень. Ці хвилі ще називають «сейші». Вони належать до довгих хвиль, коли характеристики хвилі визначаються всією масою води моря. Висота хвилі зазвичай не дуже велика, 1-2 м, однак при низьких берегах навіть підйом води на один метр може викликати повені. Такі хвилі характерні для Балтійського моря. „Знамениті” повені Санкт-Петербурга викликані саме сейшами. Іноді сейші ускладнюються нагінними явищами при стійких вітрах з моря на сушу.

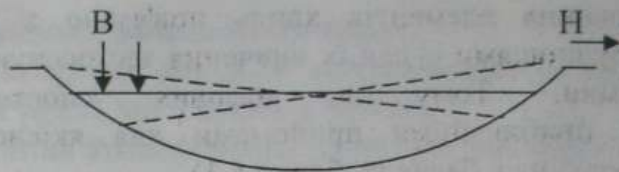


Рисунок 5.3 – Виникнення сейші: Н – низький атмосферний тиск; В – високий атмосферний тиск

Сейсмічні хвилі виникають при землетрусах, підводних виверженнях вибухового характеру на дні океану. Вони отримали назву **цунамі**. Цунамі – одинична хвиля, іноді серія хвиль, дуже невеликої висоти, до 30-35 см, у відкритому океані та дуже довгі, від 20 до 400 км. Швидкість поширення досягає сотень кілометрів на одну годину. В такій хвилі задіяна вся глибинна маса води, тому що деформації дна піднімають або опускають усю товщу води на якійсь площі. Деформація доходить до поверхні океану і від цієї поверхні починає переміщатися хвиля типу довгих. При довжині в багато кілометрів вона зовсім непомітна у відкритому океані. Лише біля берега, де хвиля виходить на шельф і сушу, відбувається різка зміна характеристик хвилі: зростає її висота і вона викочується на сушу гігантським валом.

Найчастіше цунамі спостерігається в Тихому океані (саме слово «цунамі» японське і означає „велика хвиля”) біля берегів Японії, Чилі, Перу, Гавайських островів (на дні Тихого океану нараховується більше ніж 330 діючих вулканів, а більшість сильних землетрусів, до 80%, теж відбувається в зоні Тихого океану). Катастрофічні цунамі призводять до жахливих наслідків, наприклад, при цунамі 1703 року в Японії загинуло більше ніж 100 тис. чоловік. 26 грудня 2004 року виник землетрус в районі Андаманських островів у Індійському океані. Хвиля йшла зі швидкістю 400 км/год і за кілька годин досягла берегів Таїланду, де на пляжах загинуло близько 280 тис. чоловік.

Явища, подібні до цунамі, спостерігаються біля берегів тропічних країн. Їх породжують **тайфуни** – тропічні циклони. Вітри величезної сили наганяють воду на берег високим валом, таке явище частіше називають **штормовим нагоном** або **метеорологічним цунамі**.

Течії належать до поступальних рухів води в океані і являють собою своєрідні „ріки” без берегів.

Причин, що породжують течії, декілька:

- вітер;

- різниця щільності води;

- різниця рівнів, створену атмосферним тиском або припливом води з інших акваторій чи із суші.

Якщо причини, що викликають поступальні рухи, діють короткочасно, то виникають **тимчасові** течії, якщо ж визначальний фактор діє довгостроково – то це **постійна** течія.

Фізичні сили, що визначають течії:

- сила тертя;

- сила тяжіння;

- сила Коріоліса, що змушує потік відхилитися вправо в північній півкулі і вліво в південній півкулі.

За глибиною прояву течій розрізняють поверхневі, підповерхневі, глибинні та придонні течії, з яких найкраще вивчені перші два види.

За температурними характеристиками течії поділяються на теплі, холодні та нейтральні. Теплими називаються ті течії, у яких вода тепліше, ніж у навколишньому середовищі, для холодних навпаки, холодніше, і для нейтральних – немає розходжень за температурою.

Течії, викликані постійними вітрами, називають **дрейфовими**. Вітри викликають силу тертя атмосферного повітря об поверхню води, і океан одержує механічну енергію атмосфери. Одночасно починають діяти сила Коріоліса, обрис берегів, рельєф дна тощо. Усе це разом взяте і формує загальну циркуляцію вод океану.



Рисунок 5.4 – Ідеальна модель розподілу поверхневих течій

Течії змінюють швидкість, інтенсивність і напрямок руху. Подібно до рік вони меандрують, утворюють завихрення.

Залежно від напрямку руху води в замкнутих кільцях циркуляції повітря течії в циклонічних системах мігрують у полярні широти, а антициклонічні – до екватора*.

* Примітка - Більш докладне вивчення дрейфових плинів винесено на самостійну роботу

Коли досить вузькою протокою пов'язані дві водойми з різною солоністю, виникають **щільнісні** течії. Вони характеризуються двома (при рівновазі балансу – однаковими) потоками води; по дну йде більш солоні вода в море з меншою швидкістю, а по поверхні – менш солоні випливає у водойму з більшою швидкістю. Такі течії існують у Керченській протоці, у Гібралтарі тощо.

Різниця рівнів води викликає **градієнтні** течії, наприклад, до Мексиканської протоки впадає одна з наймогутніших річок Північної Америки – Міссісіпі. Крім того, сюди вливається одна з найбільших гілок Гвіанської течії. У результаті рівень води в Мексиканській затоці виявляється вищим, ніж рівень Атлантики в цілому – виникає Флоридська течія. Такі течії можна спостерігати в Карському морі, морі Лаптевих тощо.

Вплив рельєфу дна позначається на напрямку поверхневих течій навіть при порівняно великих глибинах (наприклад, виникнення течії Ірмінгера). Активно впливає на напрямок течії конфігурація берегів. Течія, що направляєтся до берега під кутом, розбивається, причому велика гілка йде у бік тупого кута.

Припливом називаються дуже складні явища динаміки океану, пов'язані із силами взаємодії в системі Земля-Місяць-Сонце. Наочніше це явище спостерігається у вигляді періодичних коливань рівня біля берегів, де відбувається то підвищення рівня – **приплив**, то зниження – **відплив**. Високий рівень припливу називається **повною водою**, найнижчий відплив називається **малою водою**, різниця цих рівнів – **величина припливу**.

Явище припливу в океанології пов'язують із проявом дуже довгої хвилі, а, з іншого боку, припливи уявляють як течію. Довжина припливної хвилі дорівнює половині довжини паралелі Землі, тобто тисячі кілометрів (до 20000 км на екваторі), а середня глибина океану – близько 4 км. Таким чином, орбіти частинок у припливній хвилі являють собою дуже витягнуті еліпси: мала вісь еліпсів вимірюється метрами (висота

припливу), велика вісь – пробіг частинки в напрямку поширення припливу – вимірюється кілометрами. Тому орбітальний рух частинок у припливній хвилі сприймається як припливна течія з великими швидкостями, до 5 м/с (біля Алеутських островів). При цьому припливна течія захоплює всю товщу води, загасаючи лише поблизу дна.

Основні елементи припливу показані на рисунку 5.5.

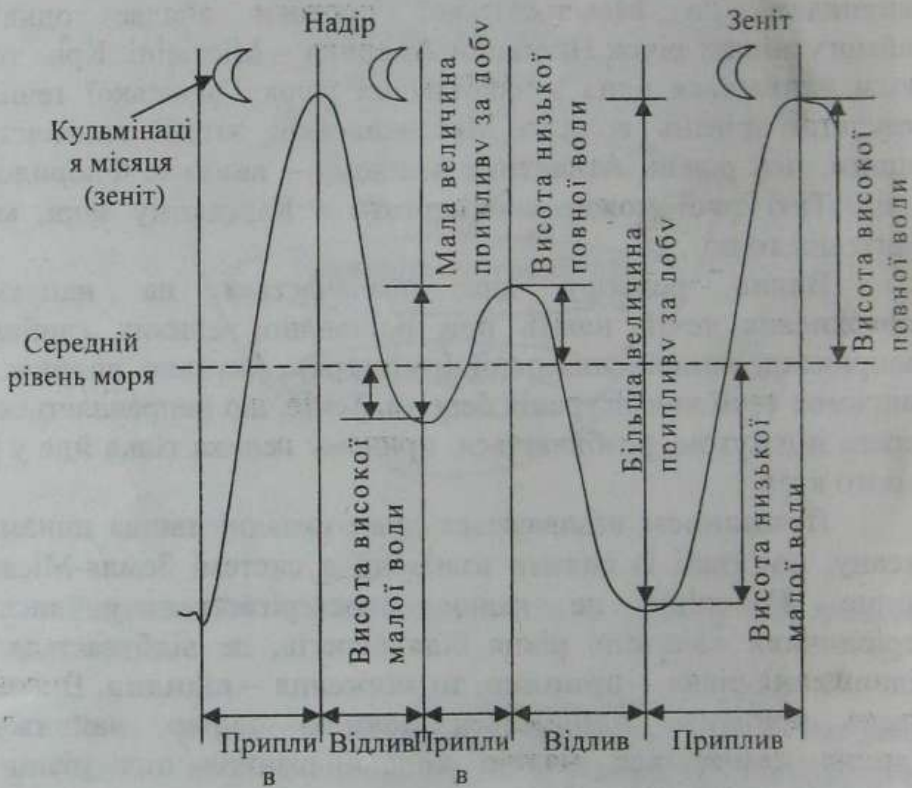


Рисунок 5.5 – Зміна рівня моря під час припливу-відливу. Графік побудований без масштабу шкали. Вісь ординат – висота рівня припливно-відливної хвилі; вісь абсцис – час повного циклу (24 г. 48 хв.)

З рисунка видно, що коливання рівня моря пов'язані з рухом Місяця: повна вода настає з деяким запізненням відносно

моментів кульмінації Місяця (місцеві особливості глибин та інші географічні особливості).

Графік також показує, що хід рівнів схожий на гармонійне коливання, але сильно ускладнене.

Припливоутворення виникає відповідно до закону універсального тяжіння, відкритого І. Ньютоном:

$$F = k \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{r_{1-2}^2}, \quad (5.1)$$

де m_1, m_2 – маси тіл, що взаємопритягуються;
 r – відстань між тілами;
 k – гравітаційна стала.

Співвідношення мас Землі і Місяці таке, що центр ваги системи Земля-Місяць розташований усередині Землі на відстані від її центра, яка дорівнює 0,7 її радіуса. Обертаючись біля одного центра ваги, і Земля, і Місяць рухаються з однаковою швидкістю, однак Місяцю потрібно пройти більш довгий шлях (віддалений від Землі на 360 тис.км), тому його добовий оборот триває 24 години 48 хвилин. Отже, закон Ньютона показує, що два тіла взаємно притягуються, утворюючи силу F_n (силу притягання). Однак при осьовому обертанні Землі утворюється відцентрова сила, що викликає відштовхування Землі від Місяця. Ця сила у всіх точках Землі однакова і спрямована від Місяця (M_0). Таким чином, припливоутворююча сила в розглянутій точці А складається як різниця із значної сили притягання Місяця F_n і порівняно меншою, ніж сила притягання, силою відштовхування M_0 . Тоді

$$\vec{F}_{np} = \vec{F}_n - \vec{M}_0. \quad (5.2)$$

У точці В, віддаленій від Місяця (на два радіуси Землі), сила, що викликає відштовхування, виявляється більшою, ніж сила притягання, і припливоутворююча сила буде, по-перше, менше за своїм значенням, ніж у точці А, по-друге, протилежною за вектором.

$$\vec{F}_{np} = \vec{M}_o - \vec{F}_л. \quad (5.3)$$

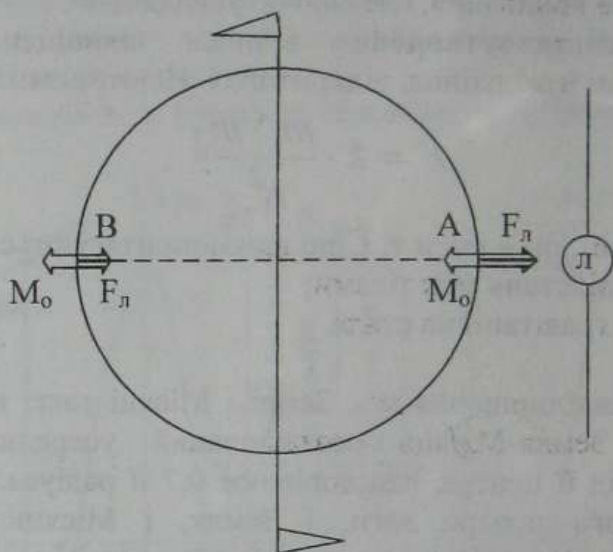


Рисунок 5.6 – Припливоутворюючі сили: $F_л$ – сила притягання Місяця; M_o – відцентрова сила Землі, що викликає ефект відштовхування

Ми розглянули утворення припливу тільки в двох точках (рисунок 5.6). Однак такі сили утворюються на всьому меридіані, зверненому до Місяця і на протилежному (віддаленому на 180°). Сили притягання до Місяця ($F_л$) завжди спрямовані до центра Місяця, і тим він більш за значенням, чим ближче точка Землі до Місяця. Сили відштовхування (M_o) завжди перпендикулярні до осі обертання Землі, у всіх точках однакові і спрямовані в протилежний бік від Місяця.

Якби було відсутнє осьове обертання Землі, то вона мала б такий вигляд (рисунок 5.7).

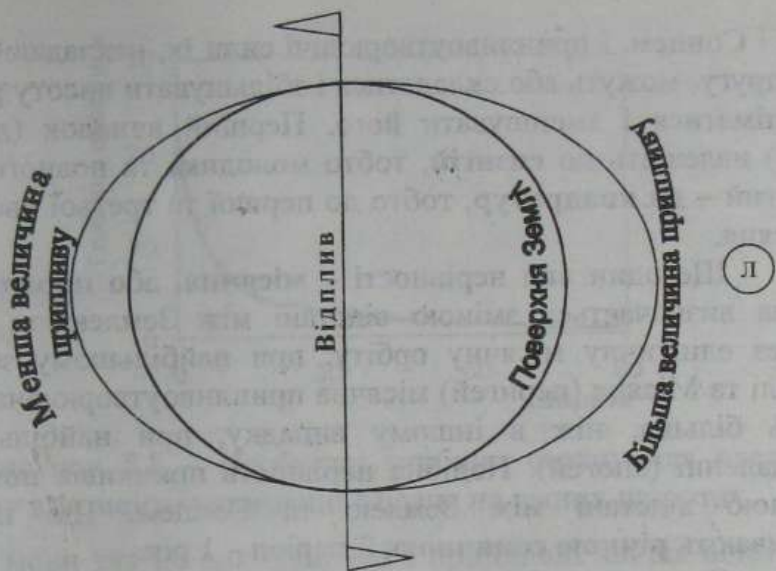


Рисунок 5.7 – Утворення двох припливних хвиль у єдиний момент на Землі

При обертанні Землі і з заходу на схід створюється враження, що меридіональні припливні горби води рухаються зі сходу на захід. Вода в них «стягується» з бічних меридіанів, що віддалені на 90° . Таким чином, у той самий момент часу на Землі спостерігаються два припливи і два відпливи (рисунок 5.5). Кожну земну добу цикли «припливи-відпливи» відстають на 48 хвилин, це вимагає розрахунку висоти і моменту повних і малих вод для кожного дня року, у зв'язку з цим складаються «таблиці припливів».

Спостереження показують, що змінюється не тільки час настання припливів і відпливів, але і їх висота. Таке явище має назву **нерівностей припливів**. Нерівність рівнів викликається великою кількістю причин. Наприклад, **добові нерівності** викликані зміною схилення Місяця і Сонця, пов'язані з нахилом земної осі до екліптики. Тому добова нерівність змінюється за величиною залежно від зміни схилення.

Інша нерівність, названа **півмісячною**, або фазовою, пов'язана з тим, що приплив викликається не тільки Місяцем,

але і Сонцем, і припливоутворюючі сили їх, накладаючись одна на другу, можуть або складатися і збільшувати висоту рівня, або відніматися і зменшувати його. Перший випадок (додавання сил) належить до **сизигій**, тобто молодика та повного Місяця, другий – до **квадратур**, тобто до першої та третьої чвертей фаз Місяця.

Ще один вид нерівності – **місячна**, або **паралактична**. Вона визначається зміною відстані між Землею та Місяцем через еліптичну місячну орбіту: при найбільшому зближенні Землі та Місяця (перигей) місячна припливоутворююча сила на 40% більша, ніж в іншому випадку, при найбільшому їх віддаленні (апогей). Подібна нерівність припливів пов'язана зі зміною відстані між Землею та Сонцем. Цю нерівність називають **річною сонячною**, її період – 1 рік.

Є ще кілька нерівностей, що викликаються астрономічними причинами, складністю рухів планет у Сонячній системі, наприклад, так званий «парад планет».

Спостерігаючи за висотою припливно-відпливних явищ, було відзначено, що майже скрізь на тропіках (або в широтах близьких до них) припливно-відпливні явища не спостерігаються, а в екваторіальних широтах припливна хвиля відстає приблизно на одну фазу (тобто спостерігається відплив) від настання припливу в помірних і полярних широтах. Сьогодні це пояснюють цілим рядом географічних і фізичних причин. Так, розглядаючи припливи як складну систему змушеної і вільної хвилі, фізичні розрахунки показують залежність часу настання припливної хвилі в момент кульмінації Місяця від глибини океану (рисунок 5.8). Графік показує, що для настання припливу на екваторіальних широтах у момент кульмінації Місяця необхідна глибина океану близько 22 км.

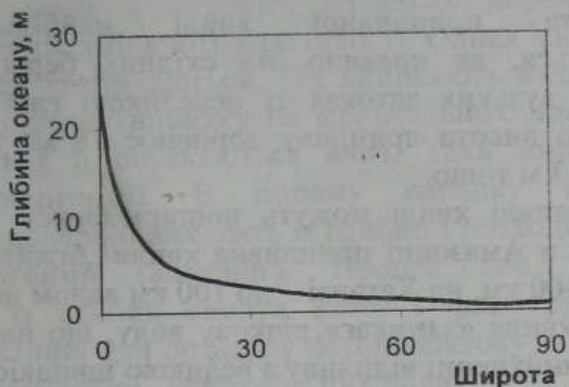


Рисунок 5.8 – Необхідні глибини океану для настання припливу в момент кульмінації Місяця на різних широтах

Умови тут не виконуються і припливні явища відстають на фази. В інших широтах умови глибин дозволяють припливній хвилі слідувати за Місяцем. У цьому випадку при настанні припливу в помірних і полярних широтах в екваторіальних відбувається відплив, і навпаки, коли в помірних і полярних широтах відплив, на екваторіальних приплив. Таким чином, на тропіках припливно-відпливні явища неначе стираються і яскраво не виявляються (рисунок 5.9).

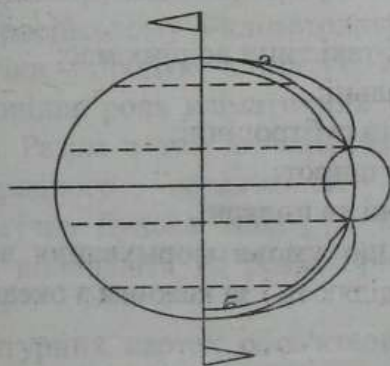


Рисунок 5.9 – Розподіл припливно-відпливних явищ за широтами через 6 год. 12 хв.: а – лінія, що показує явище припливу-відпливу в будь-який час; б – те саме через 6 год. 12 хв.

Висота припливної хвилі найбільшої висоти спостерігається, як правило, на східних берегах материків, особливо у вузьких затоках із невеликою глибиною. Так, у затоці Фанді висота припливу дорівнює 18 м, у Пенжинській затоці – до 13 м тощо.

Припливні хвилі можуть поширюватися і по річкових руслах. Так, в Амазонці припливна хвиля „біжить” на відстань більше ніж 300 км, на Хатанзі – до 100 км валом до 4 м висотою. Припливна хвиля «замикає» річкову воду, що накопичується в ріці, і при виникненні відпливу з великою швидкістю спрямовує в океан. Так утворюються естуарії – гирла-труби, у яких не можуть накопичуватися річкові наноси.

Припливні явища мають колосальну енергію. Першими установками, що використовували цю енергію, були млини. Сьогодні навчилися отримувати електроенергію за допомогою припливної хвилі, причому абсолютно екологічно чисто.

Водні маси умовно поділяються на поверхневі та глибинні. **Глибинні маси** – основна маса вод Світового океану, майже однорідна за температурою та солоністю. У **поверхневих водах** (товща до 250 м) виділяють окремі **водні маси** – порівняно великі об’єми води, що формуються у певних районах Світового океану, які мають певні фізичні, хімічні та біологічні характеристики.

Виділяють такі типи водних мас:

- екваторіальні;
- тропічні та субтропічні;
- помірних широт;
- субполярні та полярні.

Через те, що умови формування вод у різних океанах неоднакові їх виділяють і за кожним з океанів*.

* Примітка. Знаючи розподіл солоності та температури поверхні океанів, дайте характеристику водних мас кожного з океанів.

Водні маси в окремих випадках перемішуються за допомогою течій, змінюють властивості. Однак існують зони, де дві водні маси зустрічаються. Тут виникають водні фронтальні поверхні. В одному випадку на фронтальних поверхнях водні маси сходяться й опускаються вниз. Така зона називається **зоною конвергенції**. В іншому випадку води уздовж фронтальної поверхні виходять із глибин і розходяться, виникає **зона дивергенції** (апвелінг). Процес цей пов'язаний з винесенням із глибин сполук азоту і фосфору, створюючи умови, сприятливі для розвитку фітопланктону, а отже, і життя взагалі, яке буквально „кипить” у цих водах.

Лекція 6 ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК. МОРФОМЕТРИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧОК. ШВИДКІСТЬ ВОДНОГО ПОТОКУ

Ріка – це постійний водотік значних розмірів, який протікає в сформованому ним руслі.

До річок зазвичай відносять постійні водотоки довжиною 10 км і більше із площею басейну не менше ніж 50 км². Водотоки меншого розміру називають струмками.

Великому російському кліматологу О.І. Воейкову належить вираз: «Ріки – продукт клімату». У цьому визначенні підкреслюється провідна роль кліматичних умов у формуванні річок і їх режиму. Разом з тим не слід забувати, що й інші компоненти природного середовища (рельєф, ґрунти, рослинність, геологічна будова тощо), а також господарська діяльність людини впливають на режим річок і формують їх природний вигляд.

На всіх контурних картах обов'язково наносяться ріки. Говорять: «Ріки – кровносна система ландшафту». У зв'язку з цим найважливішого значення набуває поняття «стік». Річковий стік – один з компонентів водного балансу планети, який пов'яже баланси суші й океану в єдине ціле.

Одночасно в усіх ріках Землі знаходиться приблизно 2115 км³ води (0,0002% від об'єму всієї гідросфери).

Україна має досить густу річкову сітку. На 1 км² її площі припадає 0,25 км річок. Річок довжиною понад 10 км тут майже 4000, а понад 100 км близько 120, великих річок (довжиною більше 500 км по Україні) – 8 (таблиця 6.1). Через Україну протікають такі великі річки, як Дніпро, Дністер, Південний Буг, Сіверський Донець, Дунай.

Таблиця 6.1 – Найбільші річки України

Назва річки	Куди впадає	Довжина, км		Площа басейну, тис.км ²
		загальна	в межах України	
Дніпро	Чорне море	2201	981	504,0
Дністер	Чорне море	1362	705	72,1
Сіверський Донець	Дон	1053	672	98,9
Десна	Дніпро	1130	591	88,9
Західний Буг	Вісла	831	401	73,5
Південний Буг	Чорне море	806	806	63,7
Псел	Дніпро	695	582	22,8
Інгулець	Дніпро	549	549	14,9
Прут	Дунай	967	272	27,5
Тиса	Дунай	966	201	153,0
Прип'ять	Дніпро	761	261	121,0
Сейм	Десна	748	187	27,5
Дунай	Чорне море	2900	174	817,0
Ворскла	Дніпро	506	464	14,7
Горинь	Прип'ять	659	659	22,7

До найбільших рік світу належить Амазонка. Ця ріка має найбільшу серед усіх рік площу басейну, це найводоносніша ріка світу – на її частку припадає 16,6% стоку всіх рік. Ріка

Амазонка має найбільшу кількість притоків. Гирло ріки досягає 11 км у ширину.

Найбільшу довжину має Ніл (з Кагерою – 6670 км). До великих рік також належать Конго, Міссісіпі та інші (таблиця 6.2).

Таблиця 6.2 – Найбільші ріки земної кулі

Ріка	Площа басейну, тис.км ²	Довжина, км	Середній річковий стік, км ³
Амазонка	6915	6280	6930
Конго	3820	4370	1414
Міссісіпі	3220	5985	580
Ла-Плата	3100	4700	725
Об	2990	3650	395
Ніл	2870	6670	73,1
Єнісей	2580	3490	610
Лена	2490	4400	532
Нігер	2090	4160	270
Амур	1855	2820	355
Янцзи	1800	5520	995
Ганг	1730	3000	1230
Волга	1360	3350	239
Св. Лаврентія	1290	3060	439
Оріноко	1000	2740	914

За розмірами ріки поділяються на великі, середні та малі. До великих зазвичай відносять ріки з площею басейну більше ніж 50 тис.км², до середніх – з площею в межах 2-50 тис.км², до малих – із площею басейну менше ніж 2000 км².

Велика ріка зазвичай розташовується в декількох географічних зонах, тому її режим **полізональний**. **Середня ріка**, як правило, лежить в одній географічній зоні і режим її **зональний**. **Мала ріка** має гідрологічний режим, який легко змінюється під впливом антропогенної діяльності, а також

природних місцевих умов, тому її водний режим може стати **азональним**.

До морфологічних характеристик режиму відносяться:

1) **довжина ріки**, км – від джерела (початок ріки) до кінця ріки (гирло), місця впадання в море, озеро, в іншу більш велику ріку. У сухому кліматі, де річкова вода витрачається на випаровування (фільтрацію), ріки нерідко висихають. Такі гирла називають «**сліпими**», наприклад, р. Чу. Усю довжину ріки поділяють на три частини: верхню, середню та нижню течії;

2) **річкова система**, що являє собою головну ріку і притоки, які впадають в неї. У багатьох річкових системах головна ріка добре виділяється як головна тільки в нижній течії. За ознаки головної ріки беруть її довжину, кількість води, яка переноситься нею, вік долини ріки;

3) коли досліджуються всі ріки будь-якої певної території, то всі вони називаються **річковою мережею**. У річкову мережу, наприклад Сумської області, входять річкові системи Сейму, Хоролу, Сули, Псла, Ворскли. Якщо розглядають річкову мережу разом з болотами, озерами та іншими водними об'єктами, то називають її **гідрографічною мережею**;

4) притоки головної ріки поділяються на притоки першого, другого, третього та іншого порядків. Наприклад, для Дніпра Десна є притокою першого порядку, Сейм – другого, Вир – третього порядку тощо;

5) **ступінь звивистості ріки** визначається коефіцієнтом звивистості – відношенням довжини ріки і довжини прямої лінії, що з'єднує джерело та гирла;

6) **густина річкової мережі** – відношення сумарної довжини всіх річок даної території;

7) поверхня, з якої вода стікає в ту саму річкову систему, називають **басейном** (водозбір). Басейн ріки обмежується **вододілом**. Басейни рік, що впадають у ту саму прийомну водойму (озеро, море, океан), поєднуються відповідно в басейни озер, рік, океанів. Виділяють головний вододіл земної кулі (лекція 2).

Поняття «ріка» включає і потік, і русло. У більшості рік русло врізане в поверхню, заглиблене в неї. Однак є ріки, русла яких піднімаються над поверхнею, яку вони пересікають, через велику кількість наносів, нанесених ними. Такі русла легко переміщуються, вода прориває бокові вали, виникає загроза повеней. У поперечному перерізі річкового потоку виділяють такі характеристики:

1 **Площа поперечного перерізу**, визначається в результаті вимірів глибини по всьому поперечному перерізу через певний інтервал, який вибирається залежно від ширини ріки. Існує формула Б.О. Аполлова, у якій площу перерізу ріки (f) можна визначити, знаючи ширину і максимальну глибину:

$$f = \frac{2}{3} \text{ ширини} * \text{максимальну глибину}. \quad (6.1)$$

Площу перерізу водного потоку, що рухається, називають **живим перерізом**. Якщо у перерізі є нерухомі ділянки води, їх називають **мертвим простором**.

2 **Гідравлічний радіус** (R) – відношення площі поперечного перерізу (f) до змоченого периметра (p), тобто до довжини лінії зіткнення водного потоку з його руслом:

$$R = \frac{f}{p}. \quad (6.2)$$

У багатьох випадках для не дуже точних розрахунків гідравлічний радіус беруть таким, що дорівнює середній глибині потоку.

3 **Середня глибина** (h) перерізу ріки визначається діленням його площі на ширину:

$$h = \frac{f}{\text{ширина}}. \quad (6.3)$$

Смуга в руслі ріки з глибинами, найбільш сприятливими для судноплавства, називається **фарватером**. Іноді, крім фарватеру, виділяють лінію найбільших глибин. Лінії, що з'єднують точки з однаковими глибинами, називають **ізобатами**.

Оскільки ширину ріки і параметри глибин отримують шляхом безпосереднього їх вимірювання, то середню глибину потоку можна отримати як середнє з отриманих параметрів.

Усі три характеристики поперечного перерізу ріки змінюються зі зміною її рівня, який піддається коливанням залежно від надходження і витрати води, тому вимагає постійних спостережень.

Вже зазначалося, що ширина русла на Амазонці досягає 11 км, у низов'ях річок Лена та Єнісей до 3 км, а максимальна глибина 100-120 м (річки Єнісей, Амур та інші). Коли море затоплює древні русла та каньйони (ріки Конго, Св. Лаврентія), глибини можуть досягати 300-400 м.

За подовжнім профілем кожна ріка нагадує гіперболу. Якщо уявити собі профіль водної поверхні ріки – це завжди правильна гіпербола, чого не можна сказати про подовжній профіль дна ріки. Він завжди являє собою ламану криву, злегка нагадуючи гіперболу своїм загальним обрисом. Зазвичай для ріки будується графік зміни відміток дна і водної поверхні уздовж русла. На горизонтальній осі графіка відкладають відстань по довжині ріки, на вертикальній – абсолютні або умовні відмітки дна та рівня води (зазвичай беруть різні масштаби для осей абсцис і ординат).

Перегини подовжнього профілю зазвичай належать до місць впадання притоків, а також до **місцевих базисів ерозії**, за які можуть бути взяті головна ріка для притоку, пороги, водоспади, проточні озера, водоймища тощо. Рівень прийомної водойми (океану, моря, безстічного озера), куди впадає ріка, називають **головним базисом ерозії**.

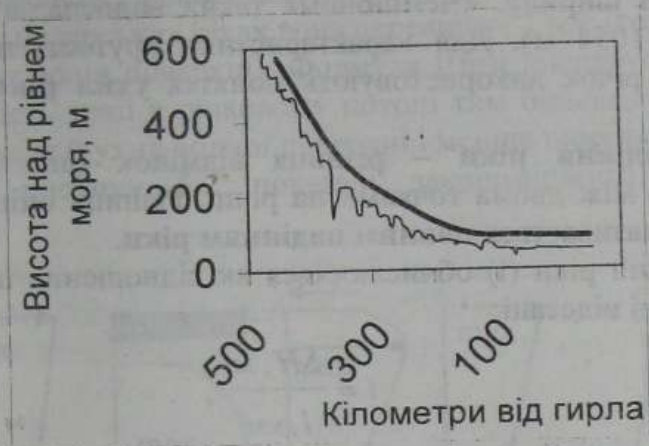


Рисунок 6.1 – Графік зміни відміток дна та водної поверхні від джерела до гирла

Якщо русло, по якому рухається річковий потік, підстилають тверді породи, то поступово тут виникає досить різкий його перегин, а внаслідок вертикального падіння води утворюється **уступ**, іноді дуже великий. Особливо яскраво це виявляється, коли в русло вклинюються досить тверді породи, нижче яких залягають м'які шари. Наприклад, утворенню Ніагарського водоспаду сприяв вихід у русло шару вапняків, під яким лежать м'які сланці. Тут утворився уступ (водоспад) висотою в 50 м. Вода обточує уступ, він поступово руйнується і відступає нагору за течією. Часто вода настільки активно руйнує уступ, що від нього залишаються окремі скелі. Так формуються **пороги** у вигляді окремих кам'яних гряд.

Кількість водоспадів на річці може бути різною залежно від геологічної будови басейну. Так, на р. Конго в нижній її течії на відстані 300 км від гирла утворилося 17 водоспадів! Прибалтійські невеликі річки, стікаючи в Балтійське море, нараховують іноді до 40 водоспадів висотою 30-50 см. Усі розглянуті уступи досить широкі, розміщуються в рівнинних рельєфах (висота менше ширини). У гірських умовах можуть бути водоспади при утворенні горстів і грабенів, в них висота

більша за ширину. «Чемпіоном» таких водоспадів є водоспад Анхель (1054 м). Для характеристики крутості подовжнього профілю річок використовують поняття **ухил ріки і падіння ріки**.

Падіння ріки – різниця відмінок (дна або водної поверхні) між двома точками на річці. Різниця оцінок джерела та гирла називається **повним падінням ріки**.

Ухил ріки (i) обчислюється як відношення падіння ріки до одиниці відстані:

$$i = \frac{\Delta H, \text{ м}}{l, \text{ км}}, \quad (6.4)$$

де i – ухил ріки;

ΔH – падіння ріки;

l – довжина ділянки ріки.

Ухил ріки виражають у проміле і вивчають для будівництва і вибору місця під гідроелектростанції, шлюзи для судноплавства.

Швидкість руху річкового потоку являє собою турбулентний рух. Швидкість потоку в кожній точці безупинно змінюється і за величиною, і за напрямком. Тому в річці відбувається постійне перемішування води. У різних частинах живого перерізу ріки швидкість неоднакова. Найбільша швидкість зазвичай спостерігається біля поверхні. Лінії розподілу однакових швидкостей по перерізу ріки називаються **ізотахи**. Вітер, що дме проти течії, сповільнює її. Сповільнює швидкість руху води і крижаний покрив ріки. Струмień у потоці, що має найбільшу швидкість, називається його **динамічною віссю**, на поверхні потоку його називають **стрижнем**.

Середня швидкість обчислюється за формулою Шезі:

$$v = C \sqrt{R \cdot i}, \quad (6.5)$$

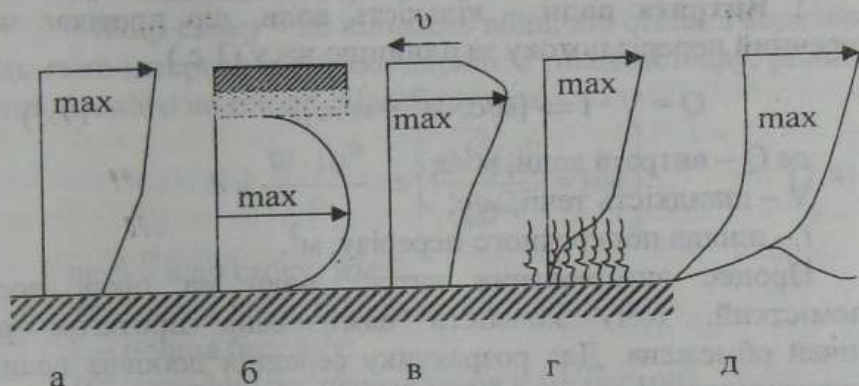
де R – гідравлічний радіус;

i – ухил поверхні ріки;

C – коефіцієнт шорсткості, визначається за допомогою таблиць.

Швидкість рівнинних річок порівняно невелика – 0,1-0,6 м/с, на гірських ріках вона перевищує 1 м/с (головну роль тут виконує ухил поверхні). Формула Шезі ілюструє той факт, що швидкість течії в річковому потоці тим більше, чим більша глибина русла й ухил водної поверхні і менше шорсткість русла.

На рисунку 6.2 показані закономірності розподілу



швидкостей течії за глибиною під впливом різних факторів.

Рисунок 6.2 – Вертикальний розподіл швидкостей течії в річковому потоці та її зміна: а – типова; б – під крижаним покривом; в – при зустрічному вітрі; г – під впливом рослинності; д – під впливом нерівностей дна

Лекція 7 КІЛЬКІСНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОДНОГО ПОТОКУ. ЖИВЛЕННЯ І ВОДНИЙ РЕЖИМ РІК

Річковий стік називають загальним, тому що вода надходить у ріку в результаті поверхневого і підземного стоку.

Значення турбулентності річкової течії дуже велике. Нею визначається не тільки перемішування річкової води, але і перенесення матеріалу в зваженому і хімічному (у вигляді іонів)

станом. Таким чином, річковий стік складається з трьох складових:

- 1) рідкого, або водного;
- 2) твердого;
- 3) хімічного, або іонного.

Рідкий, або водний, стік води (частіше говорять «стік води») має такі характеристики:

1 **Витрата води** – кількість води, що протікає через поперечний переріз потоку за одиницю часу (1 с.)

$$Q = V \cdot f \Rightarrow [m/c \cdot m^2 = m^3/c], \quad (7.1)$$

де Q – витрата води, m^3/c ;

V – швидкість течії, m/c ;

f – площа поперечного перерізу, m^2 .

Процес вимірювання витрат води на ріках досить трудомісткий, тому кількість вимірювань протягом року зазвичай обмежена. Для розрахунку середніх добових величин використовують графіки зв'язків рівнів, вимірювання яких труднощів не становить, і епізодично обмірюваних витрат води. За отриманими, таким чином, середніми добовими витратами води можна побудувати **гідрограф**, тобто графік добових витрат води.

2 **Об'єм води** – кількість води, що протікає через поперечний переріз русла за будь-який період часу (наприклад, за декаду, один місяць, сезон, один рік):

$$W = Q_{cp} \cdot t \Rightarrow [m^3/c \cdot c = m^3 = km^3], \quad (7.2)$$

де W – об'єм стоку;

Q_{cp} – середня витрата води за період обчислення об'єму;

t – час обчислення об'єму.

Коли йде мова про річний об'єм води, то його часто зручно виражати в km^3 .

3 **Модуль стоку води** – це кількість води, що стікає з одиниці площі водозбору за одиницю часу. Модуль стоку позначають літерою M і вимірюють у $[л/(с \cdot км^2)]$:

$$M = \frac{Q \cdot 10^3}{F}, \quad (7.3)$$

де Q – витрата води (у будь-який момент або середній) за інтервал часу;

F – площа басейну, км²;

10³ – коефіцієнт переведення об'єму води в літри.

4 Шар стоку – це кількість води, що стікає з водозбору за будь-який інтервал часу, яка дорівнює товщині шару, рівномірно розподіленого по площі водозбору, мм:

$$S = \frac{W \cdot 10^6}{F} \Rightarrow \left[\frac{\text{км}^3 10^6}{\text{км}^2} = \text{мм} \right], \quad (7.4)$$

де S – шар стоку, мм;

W – об'єм води за будь-який період часу;

F – площа басейну;

10⁶ – коефіцієнт переведення в міліметри.

5 Коефіцієнт стоку – відношення величини шару стоку до кількості атмосферних опадів, що випали на площу водозбору, за будь-який період часу:

$$k = \frac{S}{P}, \quad \%, \quad (7.5)$$

де k – коефіцієнт стоку у частках або %;

S – шар стоку, мм;

P – сума опадів, мм.

Вже зазначалося вище, що річковий стік – функція всього комплексу природних умов: клімату, геологічної будови басейну, шару активного водообміну, ґрунтів, наявності рослинності, озер, боліт, а також господарської діяльності людини. Річковий стік пов'язує водні баланси суходолу та океану.

Найважливіший фактор формування стоку – клімат. Він визначає величину зволоження, яка залежить від співвідношення кількості атмосферних опадів над

випаровуваністю. Чим більше перевищення опадів над випаровуваністю, тим вище зволоження, і тим значніший стік.

Великий російський кліматолог О.І. Воейков писав: «За інших однакових умов країна буде тим багатіша бегучими водами, чим рясніші опади і менше випаровування... Таким чином, ріки можна розглядати як продукт клімату». О.І. Воейков враховував роль дуже багатьох факторів, однак роль клімату він ставив на перше місце.

Клімат впливає на стік не тільки безпосередньо, але і через ґрунти, рослинність, рельєф, які у тому чи іншому ступені залежать від клімату.

Вплив геологічної будови на річковий стік визначається в основному водопроникністю гірських порід подібно до впливу ґрунтового покриву. Якщо вода опадів погано всмоктується ґрунтами, поверхневий стік збільшується, у ґрунтах менше акумулюється вологи і підземна складова зменшується. Це призводить до нерівномірності розподілу річкового стоку. Близьке залягання водоупорів сприяє заболочуванню заплави ріки і збільшенню випаровування.

Рослинність впливає на величину стоку безпосередньо, через здатність кореневої системи всмоктувати воду для подальших фізіологічних процесів, зокрема – транспірації. Чим більше транспірація, тим менший стік. Крім того, крони дерев затримують до 30% опадів, що потім випаровуються з листової поверхні: таким чином, на ґрунт потрапляє менше опадів. Узимку ліс охороняє ґрунт від промерзання, навесні знижує інтенсивність танення, що сприяє просочуванню талих вод і поповненню вод підземних. Фільтраційна здатність ґрунтів у лісі набагато вища в результаті багаторічного шару листового опаду.

Таким чином, ліс для стоку має водорегульовальне і водоохоронне значення.

Кристалічні породи дають більші величини стоку. Рельєф впливає на стік залежно від розмірів і форм. Особливо великий вплив мають гори. Величина стоку різко збільшується зі збільшенням ухилу поверхні. На великих схилах зменшується та

частина опадів, що всмоктується у ґрунт. Тому на крутих схилах обов'язково повинен бути ліс з дерновим покривом на ґрунті і шаром листя, що опало.

Озера, випаровуючи воду, що накопичується в них, зменшують стік і разом з тим є його регулятором. Особливо велика в цьому відношенні роль великих проточних озер.

Різний вплив боліт у зонах надлишкового і недостатнього зволоження. У лісовій зоні вони є регуляторами стоку. У лісостепу і степу їх вплив негативний, вони висмоктують поверхневі та ґрунтові води і випаровують їх до атмосфери.

Сьогодні є багато наукових праць, які доводять, що господарська діяльність людини суттєво впливає на величину річкового стоку. По-перше, це виявляється через розораність басейну і збільшення фільтраційних властивостей ґрунту – річковий стік зменшує свою величину. Зменшує стік витрати води на зрошення і водопостачання. Яскравим прикладом може бути стік річок Сир-Дар'я та Аму-Дар'я в Аральське море. Сьогодні майже уся вода за літній період з цих рік йде на зрошення, через що в море надходить тільки 20-25% багаторічної величини стоку, і море міліє і висихає.

Таким чином, вплив людини на річковий стік може бути як прямим, так і непрямим. Непрямий вплив здійснюється через зміну інших компонентів природи – вирубку лісів, оранку земель, забудову місцевості містами з їх великим водозабором і скиданням відпрацьованих вод. Безпосередня зміна і перетворення стоку здійснюються спеціальними заходами: зрошення і зневоднювання, осушення земель і зниження рівня ґрунтових вод, полезахисне лісонасадження, регулювання стоку водоймищами. Так, на річці Дніпро за рахунок водоймищ об'єм літнього стоку збільшився на 40 км³, що дозволило здійснити будівництво декількох гілок каналів для зрошення кримських і донбаських земель.

У живленні річок виділяють чотири основних джерела: снігове, дощове, льодовикове та підземне. Роль того чи іншого джерела живлення, їх сполучення та розподіл в часі залежать, головним чином, від кліматичних умов. Так, у тропічних і

екваторіальних широтах снігове живлення відсутнє і, навпаки, у помірних широтах снігове живлення відіграє основну роль.

Залежно від кліматичних умов змінюються вид живлення і його роль і, як наслідок, змінюються рівні води. Зміна рівнів води в річці (або витрат води) називається **водним режимом**.

У режимі рік можна виділити такі фази (або гідрологічні сезони):

1) **повінь** – щорічно повторюване в один і той самий сезон відносно тривале і значне збільшення води у річці. У помірних широтах повінь настає у період танення снігу навесні, у тропічних широтах обумовлюється тривалими дощами в літній період, у районі Середземномор'я дощами в зимовий період. Повінь може продовжуватися різний за тривалістю час залежно від багатьох умов. Наприклад, на рівнинах у помірних широтах повінь продовжується 4-6 тижнів, на Далекому Сході повінь, починаючись навесні, розтягується на все літо через мусонні дощі тощо;

2) **межень** – найбільш низьке стояння води в річці (при переважно підземному живленні). Влітку межень настає у результаті активного випаровування вологи з водозбірною басейну і високої інфільтраційної здатності ґрунтів. Взимку межень викликана результатом відсутності поверхневого живлення;

3) **паводок** – короткочасні й не періодичні підйоми рівня води в річці, викликані відлигою узимку або тривалими дощами восени (при зниженні випаровування), а також спусками води з водоймищ. Висота паводка може бути значною, триває паводок, як правило, 3-5 днів.

На рисунку 7.1 показано гідрограф типовий для рівнинної території помірної зони (а), і гідрограф, типовий для гірської місцевості (б).

Від сумарного об'єму надходження до русла води залежить водність рік. Наприклад, середня витрата води р. Уралу при її довжині в 2534 км дорівнює тільки $360 \text{ м}^3/\text{с}$, а р. Дніпра (довжина 2285 км) дає в гирлі $1650 \text{ м}^3/\text{с}$, що відповідає модулю стоку $3,03 \text{ л/с з } 1 \text{ км}^2$.

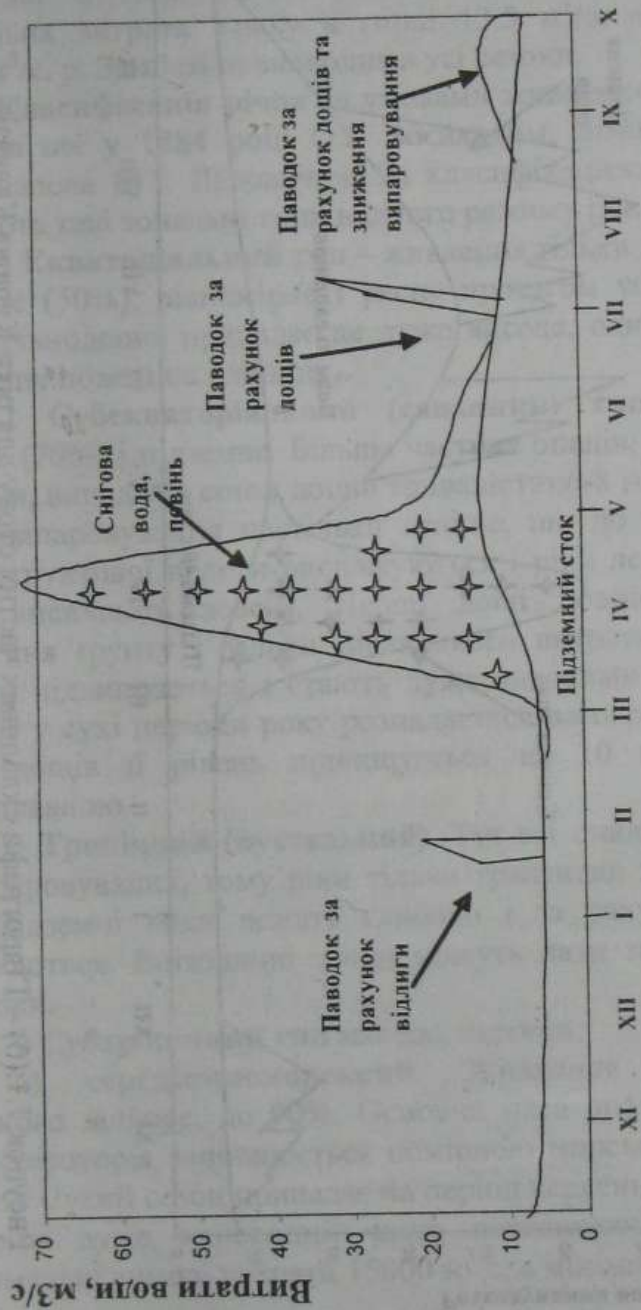


Рисунок 7.1.(а) – Гідрограф складових частин стоку для ріки Сейм рівнинної території помірної зони

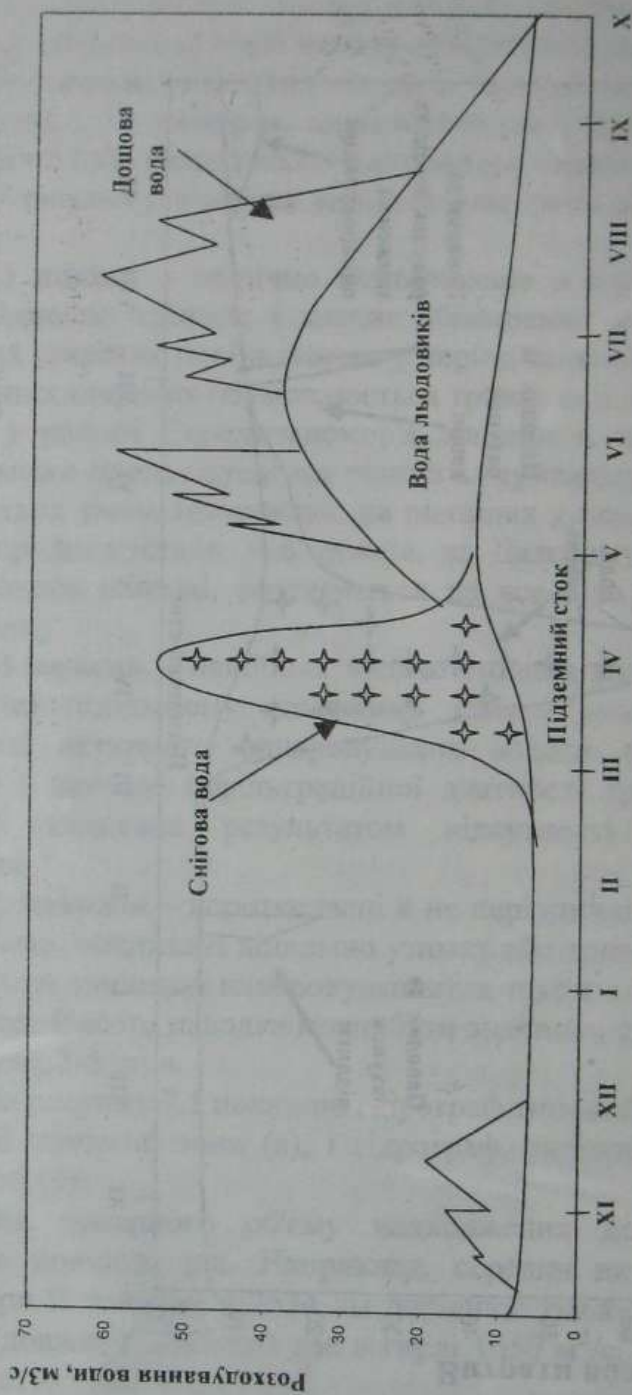


Рисунок 7.1.(б) – Гідрографи складових частин стоку для ріки Кура на Кавказі

Дуже важливим є сезонний розподіл води, що надходить до русла. З ним пов'язане коливання рівнів річок. Так, мінімальна витрата Уралу в гирлі $13,5 \text{ м}^3/\text{с}$, а максимальна $13500 \text{ м}^3/\text{с}$, р. Замбезі повноводна в усі сезони.

Класифікація річок за умовами живлення і за режимом створена ще у 1884 році О.І. Воейковим, пізніше вона була удосконалена М.І. Львовичем. За класифікацією М.І. Львовича виділяють такі зональні типи водного режиму рік:

1 **Екваторіальний тип** – живлення тільки дощове (50%) і підземне (50%), рівномірне і рясне протягом усього року. На місяці рівнодення припадає не дуже високе, однак підвищення рівнів (дві повені на один рік).

2 **Субекваторіальний (саванний) тип** – живлення дощове (70%) і підземне. Більша частина опадів, а в інший рік і вся сума, випадає в сезон дощів тривалістю 6-8 місяців. У сухий сезон випаровування настільки велике, що до кінця його всі запаси ґрунтової вологи виснажуються і ріки ледве стікають, а часто висихають зовсім. Перші дощі повністю йдуть на насичення ґрунту і тільки після цього витрати води в ріках швидко підвищуються і стають дуже високими. Наприклад, р. Дарлінг у сухі періоди року розпадається на окремі калюжі, а в сезон дощів її рівень підвищується на 10 м і вона стає судноплавною.

3 **Тропічний (пустельний)**. Тут всі опади витрачаються на випаровування, тому ріки тільки транзитні, наприклад, ріка Ніл. Підземні води лежать глибоко і за рахунок опадів не утворюються. Епізодичні зливи можуть дати тільки тимчасові водотоки.

4 **Субтропічний тип** має два підтипи:

а) **середземноморський**. Живлення річок майже винятково дощове, до 90%. Основна маса опадів припадає на зиму (територія заповнюється помірною морською повітряною масою). Сухий сезон припадає на період червень-вересень, у цей час ріки дуже маловодні, часто пересихають. На р. Тахо максимальні зимові витрати $15000 \text{ м}^3/\text{с}$, а мінімальні літні тільки $5 \text{ м}^3/\text{с}$;

б) **мусонний**. Живлення рік також дощове, але на відміну від середземноморського підтипу опадів набагато більше і ріки повноводніші. Максимум рівнів дають літні опади (мусони), течія річок у цей час паводково бурхлива, узимку рівень падає. Амплітуда рівня Хуанхе на рівнині досягає 5 м з максимумом у липні і мінімумом у січні.

5 Помірний тип має чотири підтипи:

а) **помірний західноєвропейський** – формується під впливом морської помірної повітряної маси. Живлення майже тільки дощове, від 50 до 75% стоку. Воно порівняно рівномірно розподіляється за сезонами. Тому ріки повноводні цілий рік, однак узимку, за рахунок зниження випаровування, стік води трохи збільшується.

Режим вищеописаних типів і підтипів рік до того ж характеризується відсутністю крижаного покриву, тобто ріки не замерзають узимку;

б) **помірний російський (континентальний)**. Живлення снігове, дощове і підземне. Підземне живлення проявляється протягом усього року і складає 25-30% стоку води. Воно забезпечує течію рік узимку під льодом і в жаркі літні місяці. Водний режим рік нерівномірний: бурхлива весняна повінь змінюється низькою літньою меженню, восени рівні в річці трохи підвищуються за рахунок зменшення випаровування і знову зменшуються узимку за рахунок відсутності поверхневого живлення. Так, на притоках Дніпра за весняний період проходить 55-70% усього річного об'єму стоку, за літо – 10-15%, за осінь – 13-15% і узимку 12-16%;

в) **помірний казахський** підтип має дощове і снігове живлення. Підземне живлення дуже мале, тому влітку багато річок пересихають, в інших ріках стік настільки малий, що вода стає солонуватою (ріки Тургай, Іргиз). Загальна водність рік мізерно мала, повінь навесні невелика за рахунок танення снігу і дощів, які тут пройшли;

г) **помірний мусонний (далекосхідний)** підтип має снігове, дощове і підземне живлення, загальний стік значний. При цьому переважає літнє дощове (50-60%) живлення за

рахунок мусонних дощів. Високі паводки наприкінці липня-серпня набувають характеру катастрофічних повеней. Весняне танення снігу, на відміну від річок російського підтипу, не викликає високих рівнів води. Низька зимова межень, однак ґрунтове живлення все ж таки забезпечує постійність навіть малих рік. Так, на ріці Амур загальний сток складає 310 мм, з них на підземний припадає близько 55 мм, на снігові води 60 мм, а на дошові - 200 мм.

6 Субполярний, або вічномерзлотний тип характеризується дуже суворою зимою, малою кількістю опадів, незначним сніговим покривом і наявністю шару багаторічної мерзлоти. Завдяки багаторічній мерзлоті вкрай малий підземний стік (20-50 мм), зате в літню жару (дуже короткий період) танення мерзлоти дає рікам значне джерело живлення. Повінь припадає на кінець весни і влітку за рахунок танення снігу і дощів (на дощове живлення припадає 1-2%). Характерна зимова перемерзлість, тобто промерзання води до дна. Малі ріки промерзають по всій довжині, великі тільки на перекатах. Стік припиняється (ледь тече по дну) на таких ріках, як Яна, Вілюй, Індигірка. Крижаний покрив примерзає до берегів і висить над порожнім руслом ріки. Такий лід називається «сушняком». Узимку на берегах таких рік утворюються полої (намерзлий лід).

7 Полярний тип характеризується стоком тільки в коротке полярне літо у вигляді тимчасових водотоків, живлення тільки поталою водою, справжніх річок немає, як і в тропічних пустелях.

Гірським рікам властива вертикальна поясність живлення та режиму. У високогір'ях вони живляться поталою льодовиковою водою, тому стік збільшується влітку. На схилах середньої висоти до поталої води додається дощова, а опадів на навітряних схилах гір багато. Гірські ріки завжди мають повені влітку, узимку стік у них мізерно малий. Ріки пустельних гір Середньої і Центральної Азії та інших аридних зон перед виходом з гір опадів не отримують, течуть транзитом, тому в низов'ях об'єм води в них зменшується і вони або впадають у

замкнуті озера, або закінчуються сліпими гирлами. У ріках альпійського типу (Альпи, Кавказ, Алтай тощо) та інших гумідних зонах, рясне льодовикове живлення внизу доповнюється настільки ж рясним дощовим живленням. Ріки багатководні, особливо влітку.

Водний режим без викривлень проявляється на малих і середніх ріках. У великих рік, що протікають по декількох географічних зонах, режим виявляється досить складним.

З усього сказаного вище впливає, що річковий стік складається із стійкого і паводкового. Стійкий стік дуже важливий у постачанні водою населення, забезпеченні рослин і ґрунтів водою.

Об'єм стійкого стоку (підземного) на всій суші, за М.І. Львовичем, дорівнює 11900 км^3 , зарегульованого озерами – 285 км^3 , водоймищами – 1840 км^3 ; сумарний стійкий запас складає 14025 км^3 .

Найважливіша особливість загального річкового стоку – його висока динамічність. Вона створює труднощі у використанні водних ресурсів, вимагає регулювання стоку.

Шляхів перетворення водного балансу і регулювання стоку два:

1) вплив на гідрологічні процеси в початковій стадії – до зосередження води в руслах. Воно досягається ґрунтово-меліоративними прийомами (обробка ґрунту, снігозатримання, висадження польових лісосмуг).

2) регулювання руслового стоку гідротехнічними засобами – улаштуванням ставків у ярах і водоймищ на ріках. Однак, розглядаючи ці міри регулювання стоку, під екологічним ракурсом можна знайти велику кількість різних недоліків. Тому до питання регулювання стоку потрібно підходити з розумних позицій не тільки при вирішенні гідрологічних питань, але і при розгляді наслідків, які можуть бути у всіх природних комплексах басейну ріки.

Лекція 8 ТВЕРДИЙ ТА ХІМІЧНИЙ РІЧКОВИЙ СТІК

Як було сказано вище, поверхневий річковий стік містить у собі, крім стоку власне води, ще й стік наносів (твердий стік), стік розчинених речовин (хімічний стік) і стік тепла.

Стік наносів – це процес переміщення наносів у річкових системах і характеристика кількості наносів, що переміщуються у ріках. Стік наносів складається зі стоку **зважених наносів**, що переносяться в товщі річкового потоку в зваженому стані, і стоку **тягнутих наносів (наносів, що тягнуться)**, які перекочуються по дну водняним потоком.

Головними джерелами надходження наносів до річок є поверхня водозбору, яка піддається ерозії в період дощів і сніготанення, і самі русла рік, які розмиті річковим потоком. Ерозія водозборів – процес складний, залежить як від ерозійної здатності талих і дощових вод, що стікають, так і від протиерозійної стійкості ґрунтів водозбору. Ерозія поверхні водозбору зазвичай тим більша, чим сильніші дощі та інтенсивніше сніготанення, чим більші нерівності рельєфу, пухкіші ґрунти, менш розвинений рослинний покрив, сильніше розораність схилів. Ерозія річкових русел тим сильніша, чим більші швидкості течії в ріках і менша стійкість ґрунтів, що складають дно і береги. Наноси, що складають дно ріки, називають **донними відкладеннями**, або **алювієм**. Особливо багато їх накопичується в гирлах рік при зниженні швидкості потоку води – тут вони утворюють специфічну форму – **конус винесення**.

Найбільш важливі характеристики наносів:

- **геометрична крупність**, яка виражається через діаметр частинок наносів D , мм;

- **гідравлічна крупність**, тобто швидкість осадження частинок наносів у нерухомій воді ω , мм/с, або мм/хв;

- **каламутність води** S_m , г/м³, або кг/м³, обчислюється за формулою

$$S_m = m/V, \quad (8.1)$$

де m – маса наносів у пробі води;

V – об'єм проби води.

Мутність визначають шляхом фільтрування відібраних проб води і зважування фільтрів.

За геометричною крупністю наноси поділяють на фракції (таблиця 8.1). У реальних умовах наноси, які переносяться річковим потоком і складають донні відкладення, являють собою суміш наносів різної крупності. Такі відкладення класифікують з урахуванням переважних фракцій (мулистий пісок, піщанистий мул тощо).

Таблиця 8.1 – Класифікація наносів за розміром частинок, мм

Градації		Мілкі	Середні	Крупні
Назва фракції	глина		< 0,001	
	мул	0,001–0,005	-	0,005–0,01
	пил	0,01–0,05	-	0,05–0,1
	пісок	0,1–0,2	0,2–0,5	0,5–1
	гравій	1–2	2–5	5–10
	галька	10–20	20–50	50–100
	валуни	100–200	200–500	500–1000

Шляхом механічного аналізу в лабораторії визначають, як розподіляються за фракціями наноси в будь-якій даній пробі, узятій в річці. Середню крупність наносів у такій суміші D_{cp} визначають за формулою

$$D_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n D_i \cdot p_i}{100}, \quad (8.2)$$

де D_i і p_i – середня крупність наносів кожної фракції і її частка за масою (%), у всій пробі;

n – кількість фракцій.

Нижче наводиться гідравлічна крупність частинок при температурі 15°C (таблиця 8.2).

Таблиця 8.2 – Залежність гідравлічної крупності частинок від їх діаметра

Діаметр частинок, мм	1,0	0,5	0,2	0,1	0,05	0,001	0,007	0,005	0,001
Гідравлічна крупність, мм/с	100	60	21	8	2	0,08	0,06	0,001	0,0008

Наноси, крупніші 1,5 мм, осаджуються в нерухомій воді з високими швидкостями за гвинтоподібною траєкторією (такий режим падіння частинок назвали **турбулентним**). Наноси дрібніші 1,5 мм осаджуються в нерухомій воді повільно і практично по прямій лінії (такий режим падіння частинок назвали **ламінарним**).

За характером переміщення в ріках наноси поділяють на два основних типи – **зважені** та ті, що **тягнуться**. Чіткого поділу цих двох типів наносів немає, все залежить від швидкості і ваги частинок, що переміщуються. Зазвичай наноси, що тягнуться (донні), складають лише 1-5% від кількості зважених. Маса частин M , які переміщуються водою по дну, пропорційна швидкості потоку V у шостому ступені:

$$M = a \cdot V^6, \quad (8.3)$$

де a – емпіричний коефіцієнт.

Ця формула отримала назву **закону Ері**. З неї випливає, що збільшення швидкості течії, наприклад у 2, 3, 4 рази, приводить до збільшення ваги частинок, що переміщуються, відповідно в 64, 729, 4096 разів. Це саме і пояснює, чому на рівнинних ріках з малими швидкостями течії потік може переносити по дну лише пісок, а на гірських ріках з великими швидкостями гальку і навіть величезні валуни. Для переміщення по дну піску необхідні придонні швидкості течії не менше ніж 0,1-0,15 м/с, гравію – не менше ніж 0,15-0,5 м/с, гальки – 0,5-1,6 м/с, валунів – 1,6-5 м/с. Середня швидкість річкового потоку повинна бути ще вищою.

Донні наноси, які з тих чи інших причин припинили свій рух, точно кажучи, невіддільні від наносів, які транспортуються рікою. Так, часто буває, що донні наноси, акумульовані в руслі під час межені, при проходженні повені стають такими, що тягнуться, і зваженими.

Наноси, що тягнуться, можуть переміщатися по дну ріки або шаром, або у вигляді скупчень, тобто дискретно.

Зважені наноси переносяться в товщі річкового потоку нерівномірно: у придонних шарах каламутність максимальна і зменшується в напрямку до поверхні потоку.

Стік наносів ріки містить у собі стік зважених наносів і наносів, що волочуться, але головна роль належить зваженим.

Кількість зважених наносів, які проносяться потоком через перетин ріки за одиницю часу (секунду), складає витрату зважених наносів R , кг/с:

$$R = Q \cdot S_m, \quad (8.4)$$

де Q – витрата води за одну секунду;

S_m – каламутність потоку.

Кількість зважених наносів, які проносяться потоком через перетин ріки за будь-який відрізок часу, називається стоком наносів за цей період W_H :

$$W_H = R \cdot t, \quad (8.5)$$

де t – інтервал часу, с.

Стік наносів часто зручніше подати не в кілограмах, а в тоннах або навіть у мільйонах тонн, тоді формула набуває вигляду

$$W_{H(t)} = R \cdot t \cdot 10^{-3},$$

$$W_{H(\text{млн.т})} = R \cdot t \cdot 10^{-9}.$$

Модулем стоку наносів називають стік наносів у тоннах з 1 км^2 площі водозбору:

$$M_H = W_H/F. \quad (8.6)$$

Для річних величин стоку наносів отримуємо, т/км^2 :

$$M_H = R \cdot 31,5 \cdot 105/F, \quad (8.7)$$

де F – площа водозбору, км^2 .

Модуль стоку наносів характеризує ерозійну діяльність річкових потоків.

Модуль стоку зважених наносів і середня каламутність води рік так само, як і модуль стоку води, нерівномірно розподілені по території. Так, у тундрі та лісовій зоні він часто не перевищує $1-2 \text{ т/км}^2$ на рік. У південних степових сильно розораних районах він досягає $50-100 \text{ т/км}^2$, а в ряді районів Карпат, при зведенні лісів зі схилів, навіть 500 т/км^2 на рік.

Для басейнів деяких рік світу модуль стоку зважених наносів складає: для Дунаю – 80 т/км^2 , Тереку – 370 т/км^2 , Інду – 458 т/км^2 , Хуанхе – 2200 т/км^2 на рік. Мутність рік також досить закономірно розподіляється по території. Так, наприклад, середня річна мутність рік на півночі Росії дуже невелика (для ріки Нева 10 г/м^3), а в басейнах Оки, Дніпра, Дону вона збільшується до $150-500 \text{ г/м}^3$, а в Карпатах і на Північному Кавказі іноді перевищує 1000 г/м^3 .

Із сумарного річного стоку наносів усіх рік світу найбільша частка припадає на Ганг із Брахмапутрою (2180 млн.т), Хуанхе – 1640 млн.т , Амазонку – 900 млн.т , Янцзи – 480 млн.т . Серед найбільш мутних річок на планеті виділяють: Хуанхе – середня річна каламутність води більше ніж 30 кг/м^3 , Інд, Ганг, Янцзи, Аму-Дар'я, Терек (більше ніж 2 кг/м^3).

Енергія потоку в руслі ріки здатна виконувати роботу. Ця здатність залежить від маси води і транспортувальної сили потоку, яка, в свою чергу, залежить від швидкості течії та витрати води. Енергія потоку ϵ на ділянці довжиною L км при падінні Δh і витраті води $Q \text{ м}^3/\text{с}$ дорівнює:

$$\epsilon = 1000 \cdot Q \cdot i, \text{ кг}\cdot\text{м/с}, \quad (8.8)$$

$$\epsilon = 9,81 \cdot 10^3 \cdot Q \cdot i, \text{ Дж}, \quad (8.9)$$

де i – ухил ріки;

1000 – коефіцієнт перекладу з м^3 у кг .

Секундна енергія ріки на даній її ділянці, виражена в кіловатах ($9,81 \cdot Q \cdot i$), називається **кадастровою потужністю**. Сума потужностей усіх ділянок ріки представляє **повну потужність**.

Енергія річок витрачається на подолання тертя, розмив, перенос матеріалу. У результаті розмиву, переносу і відкладення наносів формується русло ріки, яке постійно змінює свою форму. Руслові утворення – це скупчення наносів. До них належать річкові переكاتи, осередки, невеликі острови, звивини, меандри, окремі протоки (єрики).

Найбільш типовою формою річкового русла є велика руслова гряда – **перекат**. Переكاتи завжди супроводжуються розташованими між ними зниженнями – **плесами**. Такі системи плесо – переكات – плесо повільно зміщаються уздовж русла, швидкість їх зсуву залежить від швидкостей потоку води.

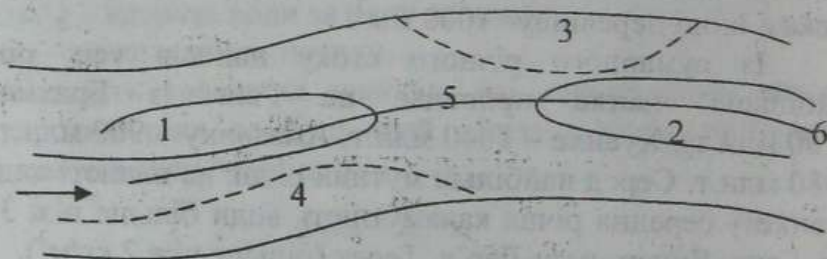


Рисунок 8.1 – Схема перекаату: 1, 2 – плесові лощини; 3, 4 – коси відкладень перекаату; 5 – гребінь перекаату; 6 – лінія найбільших глибин

В гирлах річок проходять особливі процеси з відкладенням твердих наносів. Зазвичай тут відкладаються наноси, які тягнуться по дну, і випадає зважений матеріал. Поступово виникає конус винесення, подібний за виглядом до грецької букви «дельта». Тому великі наносні рівнини називають **дельтами**. Русло ріки в межах дельти розгалужується на безліч рукавів і проток. Дельти безупинно зростають. Так,

дельта р. Міссісіпі збільшується за один рік від 4 до 100 м², Сир-Дар'ї - від 97 до 108 м².

Гирла деяких рік заглиблені у формі досить вузької затоки, вони називаються **естуаріями**. Вони виникають за наявності сильних припливних явищ, коли відливна вода виносить річкові наноси.

Припливи і нагони води на великих ріках (чим більше ріка, тим менший ухил її водної поверхні) можуть поширюватися на величезні відстані. Так, припливи на р. Печора проникають до 180 км, р. Міссісіпі на 400 км, на Амазонці до 800 км. Солоні води проникають в гирло ріки тим далі, чим більше глибина русла і щільність (солоність) морської води і менша витрата річкових вод. Цей висновок підтверджує відомий факт, що після поглиблення річкового русла в гирло ріки для судноплавства дальність проникнення солоних вод у ріку різко збільшується, наприклад, в гирло р. Дунай у межені солоні води проникають усередину на 40 км.

Гідрохімічний склад річкових вод дозволяє відносити їх до прісних вод, їх солоність, як правило, менше 1‰.

За величиною мінералізації О.О. Алексін виділяє ріки з малою (до 200 мг/л), середньою (>200-500 мг/л), підвищеною (500-1000 мг/л) та високою мінералізацією (>1000 мг/л). Більшість річок в умовах надлишкового і достатнього зволоження відносять до перших двох категорій (Печора, Лена, Дніпро, Десна). Ріки в умовах недостатнього зволоження і посушливого клімату (р. Молочна, Ігул, Емба та інші) можуть мати в межені підвищену мінералізацію.

Мінералізація річкових вод залежить від характеру живлення рік. У період переважного живлення рік талими, дощовими або льодовиковими водами мінералізація найменша. Коли в живленні ріки починають велику роль виконувати підземні води, мінералізація річкової води підвищується, тому для багатьох річок характерна сезонна її зміна.

Для обліку величини хімічного стоку введені такі характеристики:

- **витрата розчинених солей** – кількість розчинених речовин, які переносяться рікою через поперечник русла за 1 секунду. Математично вона виражається як добуток витрати води Q ($\text{м}^3/\text{с}$) на мінералізацію M (1000 мг/л , або 1 кг/м^3)

$$R_{\text{p.c.}} = Q \cdot M; \quad (8.10)$$

- **стік розчинених солей (іонний стік)** – кількість розчинених солей, які переносяться рікою через поперечник русла за будь-який період часу ($W_{\text{p.c.}}$):

$$W_{\text{p.c.}} = R_{\text{p.c.}} \cdot t. \quad (8.11)$$

Для одного року формула набуде вигляду:

$$W_{\text{p.c.}} = R_{\text{p.c.}} \cdot 31,5 \cdot 10^5, \text{ або}$$

$$W_{\text{p.c.}} = M \cdot Q \cdot 31,5 \cdot 10^5, \text{ кг,}$$

де M – мінералізація води, кг/м^3 ;

$R_{\text{p.c.}}$ – витрата розчинених речовин, кг/с ;

Q – витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$.

За розрахунками О.О. Алєкіна, іонний стік Неви дорівнює 2,8 млн.т/рік, Дніпра – 8,1, Волги – 46,5.

Хімічний склад річкових вод у цілому дуже одноманітний. Ці води, як правило, належать до гідрокарбонатного класу і кальцієвої групи. У класифікації хімічного складу річкових вод є 3 класи вмісту переважних іонів: карбонатний і гідрокарбонатний, сульфатний і хлоридний, і три групи: кальцієва, магнеєва та натрієва.

Як було сказано вище, більшість рік належить до гідрокарбонатного класу кальцієвої групи (до 80%). Ріки, води яких відносяться до сульфатного і хлоридного класів, займають ~15% території. Іон SO_4^- переважає в ріках посушливих степових районів, наприклад, на півдні України, у Казахстані, Середній Азії. Іон Cl^- переважає в основному в тимчасових водотоках сухих регіонів суші.

Крім мінеральних речовин, річкові води містять у розчиненому вигляді органічні речовини і неорганічні біогенні елементи, які потрапляють у ріки із сільськогосподарських

полів, а також зі стоками промислових вод після їх використання у виробництві продукції. З органічних речовин головне місце займають різні гумінові сполуки, серед біогенних речовин найбільш важливі сполуки азоту (нітрати, нітрити, амоній), фосфору (фосфати), кремнію.

З газів, розчинених у річкових водах, найбільше значення мають кисень і вуглекислий газ. Навесні та влітку вміст кисню в річковій воді найбільший – до 10-12 мг/л. Узимку під крижаним покривом може відчуватися недостатність кисню, що іноді приводить до замору риби. Концентрація C_2 , навпаки, найбільша узимку і найменша влітку.

Лекція 9 ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ РІЧОК. ЛЬДОВІ ЯВИЩА. ГІДРОБІОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РІЧОК

Температурний режим річки впливає на багато важливих рис її гідрологічного режиму: льодові явища, хімічні та біологічні процеси, перемішування води, перенесення зважених наносів. Від температури води залежить розчинність газів, швидкість багатьох хімічних реакцій, життєдіяльність організмів, поглинання або виділення водою кисню тощо. Температура води – важливий показник при використанні води у господарстві, наприклад, в охолоджувальних установках.

Зміна температури річкової води внаслідок зміни теплового балансу даної ділянки ріки визначається поглинанням тепла прямої сонячної радіації, ефективним випромінюванням водної поверхні, витратами тепла на випаровування, його виділенням при конденсації, теплообміном з атмосферою і ложем русла. Так, улітку внаслідок позитивного радіаційного балансу і надходження тепла з атмосфери істотно підвищується температура води. Пізньою осінню, коли рівень радіації зменшується, температура річкової води знижується. На окремих ділянках, де є великі виходи ґрунтових вод, у літній період річкова вода набагато холодніше.

В умовах помірною клімату найбільш типові сезонні зміни температури води в ріках. Узимку під крижаним покривом вода біля поверхні ріки має температуру близько 0°C . Навесні, у період підвищення температури повітря, і восени, у період її зниження, зміни температури води настають з деяким відставанням від зміни температури повітря. Максимальна температура води за величиною менше ніж максимальна температура повітря (наприклад, на ріках Сумщини вони відповідно дорівнюють $22-24^{\circ}$ і $28-30^{\circ}$), і настає трохи пізніше максимальної температури повітря. У зв'язку з льодоутворенням вода в річці, як правило, не досягає негативних значень і середня річна температура води в ріках помітно вище, ніж середня річна температура повітря.

Крім сезонних коливань, температура води в ріках зазнає і добових змін, які також відстають від змін температури повітря. Мінімальна температура води спостерігається зазвичай в ранкові години (7-8 годин ранку), максимальна в 15-17 годин, тоді, коли у повітрі екстремальні температури спостерігаються на 1-2 години раніше. На великих ріках амплітуда коливань температур води не більше ніж $1-2^{\circ}\text{C}$, на малих ріках вона, як правило, вища. Найяскравіше добові коливання температур виражені на ріках, що беруть початок з льодовиків.

Температура річкової води має і просторові зміни. Добре відома зміна температури води, що підкоряється широтній зональності, на великих ріках, які течуть у меридіональному напрямку, особливо в теплий період. Для великих річок, що течуть з півдня на північ, характерні великі контрасти між температурою води і повітря. Більш тепла вода з південних широт просувається далеко на північ, наприклад, найбільш тепле повітря в долині р. Об спостерігається в м. Барнаул, а найвища температура води відзначається північніше цього пункту на $2-3^{\circ}$ широти. Однак слід зазначити, що температурний режим рік і повітря відрізняється на $10-15^{\circ}$. Особливо великі такі контрасти на ріках, що течуть в умовах різкоконтинентального клімату Східного Сибіру за наявності багаторічної мерзлоти, коли в повітрі може спостерігатися плюс

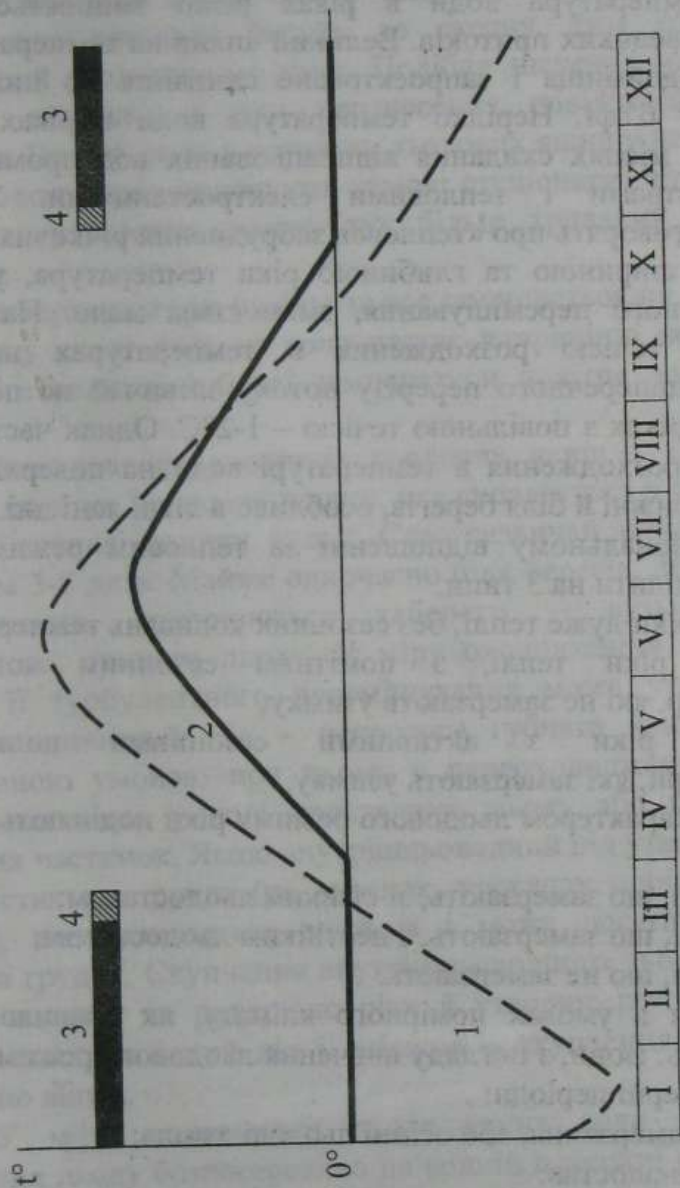


Рисунок 9.1 – Типова зміна температури повітря (1) та води (2) для річок помірного клімату: 3 – льодостав; 4 - льодохід

20-22° тепла, а у воді ріки тільки плюс 6-8° (наприклад, р. Лена, р. Индигірка, р. Колима) за рахунок теплообміну з руслом ріки. Часто температура води в ріках різко змінюється нижче впадання великих притоків. Великий вплив на температуру ріки мають водоймища і запроєктоване скидання до них води в нижньому б'єфі. Нерідко температура води в ріках помітно зростає в місцях скидання відпрацьованих вод промисловими підприємствами і тепловими електростанціями. У таких випадках говорять про «теплове» забруднення річкових вод.

За шириною та глибиною ріки температура, унаслідок турбулентного перемішування, змінюється мало. На ріках зі швидкою течією розходження в температурах на різних ділянках поперечного перерізу потоку зазвичай не перевищує 0,1°С, на ріках з повільною течією – 1-2°С. Однак часто можна помітити розходження в температурі води на поверхні й біля дна, на стрижні й біля берегів, особливо в літні ясні дні.

У зональному відношенні за тепловим режимом ріки можна поділити на 3 типи:

- 1) ріки дуже теплі, без сезонних коливань температур;
- 2) ріки теплі, з помітним сезонним коливанням температур, які не замерзають узимку;
- 3) ріки з активними сезонними коливаннями температури, які замерзають узимку.

За характером льодового режиму ріки поділяються на три групи:

- 1) ті, що замерзають, зі стійким льодоставом;
- 2) ті, що замерзають, з нестійким льодоставом;
- 3) ті, що не замерзають.

Ріки в умовах помірною клімату, як правило, узимку замерзають. Вони, з погляду вивчення льодового режиму, мають три характерні періоди:

- 1) замерзання, або осінні льодові явища;
- 2) льодостав;
- 3) скрес, або весняні льодові явища.

Ріки в умовах субтропіків і тропіків не замерзають.

Розвиток льодових явищ восени і подальше зникнення їх навесні найтісніше пов'язано з кліматичними умовами. Особливо великий вплив мають західні теплі течії Атлантики. Чим ближче річковий басейн до океану, тим коротший і нестійкіший льодостав на ріках. Подібне значення має і Тихий океан, і пов'язані з ним перенесення повітряних мас на материки. Велику роль у розвитку льодових явищ у центральних частинах материків виконують зимові стаціонарні антициклони – льодові утворення мають тут більш тривалий і стійкий характер.

Замерзання рік раніше за все починається на крайньому північному сході Азії, де воно настає наприкінці вересня при переході середньої добової температури повітря восени через 0°C.

Початкова фаза осінніх льодових явищ – **сало**, тобто пливучі шматки крижаної плівки, яка складається з кристаликів льоду у вигляді тонких голок. Сало зазвичай пливе по річці протягом 3-8 днів. Майже одночасно біля берегів, де швидкості течій менші, утворюються **забереги** – вузькі смужки нерухомого, тонкого льоду. У міру охолодження всієї товщі води і її турбулентного перемішування може утворюватися **внутрішньоводний лід** – непрозора губчата крижана маса. Неодмінною умовою при цьому є переохолодження річкової води і наявність у воді кристаликів льоду або мінеральних зважених частинок. Якщо внутрішньоводний лід утворюється на нерівностях дна русла (на валунах, виступах порід, бетонних балках), він називається **донним** і може досягати великих розмірів грудок. Скупчення внутрішньоводного льоду у вигляді грудок спливає на поверхню ріки й утворює **шугу**. До шуги часто додається битий лід і **сніжура** – скупчення снігу, який тільки-но випав.

У міру подальшого охолодження води починається утворення льоду безпосередньо на водній поверхні ріки вдалині від берегів. Починається осінній льодохід, який більш активно проходить на ріках, що течуть з півночі на південь, триває він до 10 днів.

У період осіннього льодоходу русло ріки може забиватися донним льодом, у результаті чого відбувається підйом рівня води і можуть виникнути повені. Закупорка русла такою крижаною масою називається **зажером**. Особливо небезпечні вони на ріках, що течуть з півдня на північ, коли в нижній течії ріки вже встановився льодовий покрив.

У міру збільшення кількості пливучих крижин та їх розміру швидкість руху крижаних полів зменшується спочатку в місцях звуження русла, у дрібних рукавах, біля островів, а потім і у всьому руслі крижані поля зупиняються і змерзаються. Утворюється суцільний крижаний покрив – **льодостав**. Для малих рік характерне утворення льодоставу без льодоходу – шляхом розширення і змерзання заберегів.

Деякі ділянки ріки можуть протягом довгого часу, а іноді і всю зиму, не замерзати – такі ділянки називають **ополонками**, вони часто виникають на перекатах, де швидкість річкового потоку висока, у місцях виходу в річкове русло відносно теплих підземних вод і надходження комунальних та промислових стоків.

Товщина крижаного покриву на ріках протягом зими поступово збільшується. Основними чинниками, що визначають наростання товщини льоду, є:

- різниця температур льоду і повітря;
- потужність снігового покриву на льоді;
- швидкість течії потоку;
- характер ґрунтового живлення.

Найбільш потужний крижаний покрив утворюється на ріках Східного Сибіру та Аляски, тут його товщина в середньому дорівнює 1,5-2,0 м. В Україні товщина льоду на ріках значно менше й у середньому складає 20-40 см (Дністер, Прут). Товща льоду на середніх і великих ріках, як правило, більша, ніж на малих. Так, наприклад, на Дніпрі товща льоду приблизно в півтора – два рази більша, ніж на малих його притоках, і в окремі холодні зими досягає 70 см.

Необхідно зазначити, що товща крижаного покриву на ріках ніколи не буває скрізь однаковою через турбулентне

перемішування водного потоку і знизу вона має хвилясту поверхню.

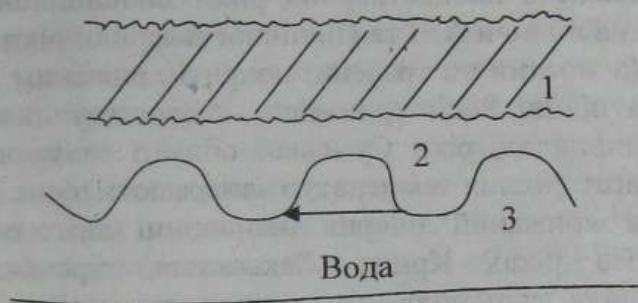


Рисунок 9.2 – Вид крижаного покриву на річці в розрізі:
1 – сніговий шар; 2 – крижаний шар; 3 – водний потік

У суворих кліматичних умовах, особливо в зоні поширення багаторічної мерзлоти з її винятково бідним ґрунтовим живленням, розвиток льодових явищ на ріках набуває специфічних рис, значне поширення має промерзання до дна і не тільки для малих річок, але і для великих (Яна, Індигірка). У руслах невеликих рік Східного Сибіру й інших районів узимку нерідко спостерігається висячий крижаний покрив, так званий **сушник**. Він утворюється при зниженні рівня води внаслідок вичерпування живлення ріки і, головним чином зменшення запасів ґрунтових вод.

Внаслідок стиснення русла при льодоставі іноді спостерігається вихід води через тріщини на лід, у результаті чого утворюються **полої**. На північних ріках Європейської Росії полої не дуже великі, не більше ніж 1 км^2 , зате в Східному Сибіру полої настільки великі, що заливають берега й обчислюються сотнями мільйонів кубічних метрів. Так, у долині р. Моми (приток Індигірки) площа полою досягає $160\text{-}180 \text{ км}^2$, а об'єм $500\text{-}600 \text{ млн м}^3$. Подібні потужні крижані водоймища, танучи влітку, впливають на живлення рік і на температуру їх води.

Окремі великі полої не встигають стати протягом короткого літа й існують як багаторічні.

Тривалість льодоставу на ріках сильно коливається. У той час як на півночі Азії та Північної Америки ріки протягом 7-8 місяців (з жовтня по травень) покриті крижаним покривом, в Україні та півдні Росії тривалість льодоставу складає 1,5-2,5 місяця. Наприклад, ріки Сумської області за умови настання середньобагаторічних температур замерзають після 15 грудня, а руйнується крижаний покрив наприкінці лютого – початку березня. На ріках Криму, Закавказзя, гірських областей Середньої Азії льодостав, як правило, не спостерігається або відзначається окремими фрагментами.

Скрес рік відбувається в зворотному порядку, ніж замерзання: раніше за інших, у лютому, скресаються ріки західних районів України (Прут, Дністер), потім центральної частини України і Європейської Росії і вже потім процес розвивається на північний схід Азії, де скрес рік відбувається наприкінці травня – початку червня.

На процес скресу рік впливають сонячна радіація, надходження тепла з повітря і з теплими водами, механічна дія поточної поталої води.

Спочатку починає танути сніг на льоду. Тала снігова вода послабляє лід. Біля берегів ріки під впливом нагрівання ґрунту, що почалося, і стікання зі схилів поталих вод, а також підвищення рівня в річці утворюються прибережні смуги чистої води - закраїни. На багатьох середніх ріках, де швидкість потоку води невелика, а також на малих ріках лід тане на місці, поступово потоншуючись і розбиваючись на окремі луски. На великих ріках у результаті підйому рівня води, внаслідок надходження в русло поталих вод, лід починає рухатися. Спочатку це лише невеликі зсуви крижаних полів – **переміщення**, а, потім ослаблений крижаний покрив розбивається на окремі крижини і починається весняний льодохід.

На ріках, що течуть з півночі на південь, скрес відбувається в основному під впливом термічних факторів.

трохи випереджає хвилю весняної поводи і проходить відносно спокійно. Скрес починається з пониззя і поширюється нагору за течією. Тривалість весняного льодоходу на великих ріках, що течуть з півночі на південь (Дон, Волга, Дніпро), зазвичай складає 10-15 днів залежно від поточної погоди.

Більш бурхливо відбувається скрес на ріках, що течуть з півдня на північ. Тут головним чинником скресу стає динамічний вплив поточних поталих вод. Потужний крижаний покрив у середній та нижній течіях не підготовлений до розкриття і необхідна велика сила для його руйнування. У цих умовах скрес відбувається при великих підйомах рівнів води і нерідко супроводжується **заторами льоду** (Об, Печора, Лена, Єнісей та інші). При заторах крижини їх уламки нагромаджуються на ще існуючий льодовий покрив і «замикають» русло. При цьому виникає могутній розлив води по заплаві і руслу поверх крижаного покриву. Такі повені нерідкі в низов'ях Дунаю, Північної Двіни, Лени. Руйнування затору відбувається як природне явище під впливом напору поталих вод або весняного тепла, але частіше - штучне із застосуванням криголамів або вибухів приводить до утворення **паводкової хвилі**.

Якщо простежити багаторічні коливання термінів замерзання і скресу рік, то можна встановити таку закономірність зміни амплітуди між ранніми і пізніми термінами: райони Східного і Центрального Сибіру, де спостерігаються ранній льодостав і пізніше скрес, відрізняються малою амплітудою коливання цих явищ. Сибірський антициклон, що розвивається тут з осені, і пов'язане з ним різке настання холодів, спричиняє замерзання відразу всіх рік кожного року майже в ті самі терміни. Амплітуда термінів замерзання складає тут всього 15-20 днів. Аналогічне явище спостерігається навесні при скресі рік.

В Україні амплітуди термінів замерзання і скресу рік зростають, досягаючи на крайньому південно-заході 80-90 днів. Останніми роками навіть у центральній і північно-східній частині України в окремі зими льодостав зовсім не

спостерігається, що пов'язано з помітним потеплінням клімату, яке почалося ще в першому десятилітті ХХ століття (зима 2004-2005 років).

Гідробиологічні умови рік істотно відрізняються від умов життя в океанах і морях. У річці велике значення для життя мають вода, постійне турбулентне перемішування води і порівняно невеликі глибини, доступні для сонячних променів. Видовий склад організмів, які мешкають у ріках, дуже різноманітний і залежить від тих природних умов, у яких протікає ріка.

Планктон рік представлений фітопланктоном, зоопланктоном і бактеріями. До фітопланктону належать діатомові, зелені та синьо-зелені водорості. Максимум розвитку фітопланктону зазвичай відзначається в серпні і на початку осені. До зоопланктону відносяться дафнії, коловертки, нижчі ракоподібні.

Дуже багатий річковий бентос. Це личинки комах, хробаки, молоски, річкові раки. На дні і берегах селяться макрофіти: рдест, очерет, кушир та інші. На дні рік ростуть донні водорості.

Річковий нектон представлений в основному рибами (іхтіофауною), а також великими безхребетними. Серед прохідних риб, що живуть у морях, але на нерест йдуть у ріки, необхідно згадати осетрові (осетер, севрюга, білуга), лососеві (таймень, нельма, омуль, сиг, кета та інші), оселедець, міногу. До непрохідних риб, що живуть у ріках, відносяться сазан, лящ, стерлядь, щука, окунь, плотва та інші. У гірських ріках живуть харіус і форель.

Живуть у ріках і плазуни: черепахи, змії, у тропічних ріках – крокодили і ссавці (водна видра, ондатра, хохуля, бобер та інші).

За умовами життя ріка може бути розподілена на три ділянки, які відповідають верхній, середній та нижній її течії.

У верхній течії гірських рік вода має найбільшу швидкість. Дно зазвичай кам'янисте, з порогами і водоспадами. Загалом умови для життя організмів тут мало сприятливі. Водна

рослинність зазвичай відсутня, планктон збіднений, фауна безхребетних дуже убога, харчування риб не забезпечено.

У середній течії швидкість руху води менша, температура води вища, на дні з'являються мул, пісок, галька. Умови життя тут більш сприятливі, але не оптимальні.

Найбільш сприятливі умови життя в нижній течії річок: мала швидкість течії, мулисте дно, велика кількість поживних речовин, велика кількість водних рослин і всіляких риб.

Річковий потік, русло, тварини, рослини і мікроорганізми, що населяють ріку, дуже взаємопов'язані. Природні зміни річкового комплексу відбуваються безупинно, але, як правило, дуже повільно. Проте вплив діяльності людей може позначитися дуже швидко і, на жаль, часто несприятливо. Як правило, це пов'язано із забрудненням рік, будівництвом гідротехнічних споруджень, відводенням річкових вод на зрошення.

Кожна ріка – частина великого і складного природного комплексу, який займає її басейн. Сама ріка впливає на її природний комплекс, який її включає. Вона дронує місцевість і живить ґрунтові води при низькому їх стоянні, впливає на температуру і вологість повітря, на місцеву його циркуляцію, створює особливі ґрунти, формує рельєф, сприяє існуванню одних рослин і тварин і, навпаки, заважає існуванню інших. Будучи частиною планетарного природного комплексу, ріка підкоряється загальним закономірностям цього комплексу.

Лекція 10 ОЗЕРА. ПОХОДЖЕННЯ ОЗЕРНИХ УЛОГОВИН. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОДНОЇ МАСИ ОЗЕР. ВОДНИЙ БАЛАНС

Озера – природні водойми уповільненого водообміну, які не мають двостороннього зв'язку з океаном. Від ріки озеро відрізняється, як правило, відсутністю течії, обумовленої ухилом русла, від моря – відсутністю безпосереднього зв'язку з

океаном.

Для утворення озера необхідні дві неодмінних умови: наявність природної улоговини, тобто замкнутого зниження земної поверхні та певного об'єму води, яка знаходиться в цій улоговині.

Озера поширені на поверхні суші повсюдно. Найбільша **озерність** (відношення площі озер до загальної площі суші) характерна для зволжених районів древнього заледеніння (північ Європи, Канада, північ США). Багато озер у районах багаторічної мерзлоти, у деяких посушливих районах внутрішнього стоку (південь Західного Сибіру, Північний Казахстан), на заплавах і в дельтах рік. У Європі озерним краєм називають Фінляндію та Карелію. В Україні - Азово-Чорноморський озерний район, що включає велику кількість своєрідних озер, розташованих уздовж узбережжя Чорного й Азовського морів. Походження цих озер пов'язано з діяльністю моря, причому велику їх частину становлять лимани. Найбільш відомі лимани Хаджибейський, Куяльницький, Тилигульський, Молочний та інші*. Крім лиманів, значна кількість озер Азово-Чорноморського району належить до типу лагун. Типовою лагуною водою є Сиваш, відомі Євпаторійські озера (Сасик, Саки, Євпаторія та інші).

Серед озер цього району трапляється значна кількість тимчасових мілководних блюдцеподібних озер. У нижній частині Дніпра їх називають «поди», а на Керченському півострові «колі».

За розмірами площі дзеркала озера можуть бути поділені на дуже малі, малі, середні, великі і дуже великі (таблиця 10.1).

Найбільша кількість великих озер площею більше ніж 100 км^2 знаходиться в Африці, Азії та Північній Америці. У 1945 найбільших озерах земної кулі зосереджено 168 тис. км^3 води, тобто близько 95% об'єму всіх озер на Землі.

* Примітка. Походження лиманів було описано вище

Таблиця 10.1 – Кількість озер і їх сумарна площа за класами

Клас озера	Площа дзеркала, км ²	Кількість від загальної кількості, %	Сумарна площа дзеркала від загальної площі озер, %
Дуже малі	0,1-1,0	98,39	29,2
Малі	1,0-10	1,51	16,8
Середні	10-100	0,10	10,8
Великі	100-1000	0,006	6,8
Дуже великі (найбільші)	1000-100000	0,001	36,4

Відомості про найбільш великі озера Землі наведені в таблиці 10.2. Найбільше за площею озеро – солонувате Каспійське море. З прісних озер найбільше – Верхнє. Найбільший об'єм води зосереджений у Каспійському морі, а серед прісних озер у Байкалі. Байкал також найбільш глибоке озеро у світі.

За висотним положенням озера поділяються на гірські та високогірні, озера рівнин і озера низовин. Найбільшим високогірним озером є о. Тітікака, висота його водного дзеркала знаходиться на висоті 3835 м. Озера менших розмірів розташовуються і на більших висотах, наприклад, о. Каракуль у горах Паміру знаходиться на висоті 3914 м. Найнижче висотне положення з великих озер займає о. Мертве море, рівень якого лежить нижче нуля абсолютних відміток на 420 м.

За походженням озера діляться на тектонічні, вулканічні, льодовикові, карстові, термокарстові, суфозійні й еолові, водно-ерозійні і водоакумулятивні, морського походження й іншими.

Тектонічні улоговини утворилися декількома способами: у першому випадку улоговини розташовуються у великих тектонічних прогинах на рівнинах (о. Ладозьке, Онезьке, Ільмень, Верхнє, В. Ведмеже, Каспійське та інші), або у великих тектонічних передгірних западинах (о. Балхаш), в

іншому випадку вони утворюються як наслідок **тектонічних тріщин** – рифтів, скидань, грабенів (о. Байкал, Танганьїка, Ньяса, Іссик-Куль та інші). Озерні улоговини тектонічного походження в прогінах завжди дуже великі за площею і досить глибокі. Озерні улоговини рифтового походження, як правило, мають витягнуту форму і глибокі. Більшість великих озер земної кулі мають улоговини тектонічного походження.

Вулканічні улоговини розташовані або в кратерах погаслих вулканів (деякі озера Італії, Японії, на о. Яві), або утворилися внаслідок підпрудження рік продуктами вулканізму (о. Кронцьке та Камчатське або о. Ківу в Африці). Усі ці озера невеликі за площею, але глибокі. Висловлюються гіпотези про вулканічне походження о. Севан (Вірменія).

Тектонічні і вулканічні улоговини виникли в результаті внутрішніх (ендогенних) процесів.

До улоговин, причиною появи яких є зовнішні сили, належать улоговини льодовикового походження. Вони утворилися внаслідок діяльності сучасних або древніх льодовиків. **Льодовикові** озерні улоговини поділяють на **трогові**, пов'язані з «випахуючою» роботою льодовиків (о. Женевське, озера Скандинавії, Карелії, Кольського півострова), **карові**, розташовані в карових западинах (гірські озера в Альпах, на Кавказі), **моренні**, що сформувалися серед моренних відкладень.

Карстові улоговини утворюються в районах залягання вапняків, доломітів, гіпсів у результаті розчинення порід. Таких озер багато на Кавказі (найбільше о. В. Форельне глибиною 426 м), на Уралі, у Кримських горах, на Заонежжі. **Термокрастові улоговини** утворюються в результаті протанення багаторічної мерзлоти і осідання ґрунту, яке є супутнім (район півночі Канади, Лено-Вілюйський район). Походження озер Західно-Сибірської рівнини також розглядаються як реліктові водойми, останки багаторічної мерзлоти, яка була тут колись. Численні озера п-о Ямал, Таймир мають почасти льодовикове походження, але, головним чином, виникли у результаті

мерзотно-провальних явищ. Це, як правило, озера дрібні, мають малі розміри й узимку можуть промерзати до дна.

Суфозійні улоговини виникають у результаті розмивання поверхні ґрунтовими і поверхневими водами і наступного просідання ґрунту над порожнечою, що утворюється. **Еолові улоговини** утворені видуванням вітром частинок ґрунту. І ті, і інші улоговини дуже схожі: украй плоскі, блюдцеподібні, без ясно вираженого водозбору. Іноді дві ці причини (осідання ґрунту і робота вітру) діють разом. Прикладом таких улоговин є степові озера Казахстану, у якому їх більше ніж 5000 із загальною площею 20000 км², найбільші з них о. Тенгіз і о. Челкар. Суфозійні улоговини представлені на Керченському півострові Криму й у низов'ях Дніпра, еолові - на Вірменському нагір'ї, на півдні Західного Сибіру. У Сумській області до еолово-суфозійних озер відносять о. Лебединське.

У заплавних долинах рік утворюється маса озер, пов'язаних з ерозійною та акумулятивною діяльністю рік. Це стариці, вимоїни, дельтові водойми, плеси річок, що пересихають, тощо. Це, як правило, неглибокі водойми різноманітної форми, частіше витягнуті, з різним ступенем заболочення.

На ріках виникають і так звані долинні улоговини, що утворюються або в результаті гірських обвалів (о. Сарезьке на р. Мургаб, о. Іскандер-Куль у Таджикистані, о. Гекгель на р. Аксу в Азербайджані та інші), або в результаті підгачування рік конусами винесення бічних притоків або в результаті селевих паводків.

В Україні в районі Чорного й Азовського морів поширені озера-лимани.

За характером водообміну озера поділяються на такі типи:

1 Безстічні озера – являють собою водойми, з яких немає поверхневого стоку у вигляді ріки або струмка. Уся вода, що надходить у них, витрачається на випаровування, іноді частково скидається підземним шляхом.

Безстічні озера можуть бути поділені на дві групи: а) кінцеві, або гирлові, що являють собою кінцеву ланку стоку річкових басейнів, поширені в напівпустельних і пустельних районах, відіграють роль природних випарників (Каспій, Арал, Балхаш, Іссик-Куль, о. Чад та інші); б) глухі, або замкнуті, що не мають яскраво вираженого поверхневого притоку у вигляді ріки або струмків, до них належать численні тундрові озера і блюдцеподібні степові озера Західно-Сибірської рівнини, Казахстану та інші.

2 Стічні озера мають постійний поверхневий стік, з них виходить ріка, струмок або штучний водотік. До стічних озер належить більшість середніх і великих озер зони надлишкового зволоження (о. Ладозьке, Імандра та інші) або гірських країн (о. Тітікака).

Різновидами стічних озер є періодично стічні, коли скидання води відбувається не постійно, а тільки в багатоводні періоди або роки по зниженій частині вододілу (о. Челкар та інші), і проточні озера, що приймають річкові постійні потоки і постійно скидають води також у вигляді рік. Добре проточні водойми можуть змінювати воду протягом одного року кілька разів, наприклад вода о. Ільмень за рік змінюється 8 разів. До проточних належать о. Байкал, о. Таймир, Саскачеван та інші.

Особливу групу складають озера, водообмін яких тісно пов'язаний з рікою – заплавні озера, що затопляються за рахунок повіддя або паводків.

У всіх озерах більш-менш чітко виділяють основні **морфологічні характеристики**. До них належать:

- площа озера (площа водного дзеркала без островів);
- довжина берегової лінії, проведеної по урізу води;
- покряяність берегової лінії – відношення берегової лінії до довжини окружності кола, що має площу, яка дорівнює площі озера;
- довжина озера – найкоротша відстань по поверхні води між найбільш віддаленими точками берегової лінії;

Таблиця 10.2 – Великі та дуже великі озера земної кулі

Назва	Де знаходиться	Площа, км ²	Об'єм, км ³	Найбільша глибина, м
1	2	3	4	5
Каспійське*	Росія, Казахстан, Іран	374000	78200	1025
Верхнє	Канада, США	82680	11600	406
Вікторія	Танзанія, Кенія	69000	2700	92
Аральське*	Казахстан	64100**	1020	68
Гурон	Канада, США	59800	3580	229
Мічиган	США	58100	4680	281
Танганіка	Танзанія, Заїр	32900	18900	1435
Байкал	Росія	31500	23000	1637
Ньяса	Мозамбік	30900	7725	706
В. Ведмеже	Канада	30200	1010	137
В. Невольничє	Канада	27200	1070	156
Ери	Канада, США	25700	545	64
Вінніпег	Канада	24600	127	19
Онтаріо	Канада, США	1900	1710	236
Балхаш*	Казахстан	18200	112	26
Ладозьке	Росія	17700	908	230

Продовження таблиці 10.2

1	2	3	4	5
Чад	Чад, Нігер	16600***	44,4	16
Ейр*	Австралія	15000	-	20
Маракайбо	Венесуела	13300	-	35
Онезьке	Росія	9700	908	230
Рудольф	Кенія	8660	250	73
Тітікака	Перу, Болівія	8110	710	230

Примітки:

* озеро солонувате;

** до 1961 року і сучасні дані;

** при низьких рівнях в січні-лютому 7000-10000 км², при високих в серпні 18000-22000 км²

- максимальна ширина озера – відстань між протилежними берегами озера, проведена перпендикулярно довжині в найбільш широкій частині озера;

- середня ширина озера – обчислюється діленням площі озера на його довжину;

- максимальна глибина озера визначається експериментально промірами;

- середня глибина озера – обчислюється діленням об'єму води в озері на його площу;

- об'єм води (об'єм водної маси) – обчислюється як сума об'ємів окремих шарів, взятих між двома суміжними горизонтальними площинами, проведеними по ізобатах. Горизонтальні шари розглядаються як призми.

Усі перелічені вище морфологічні характеристики озера залежать від висоти стояння рівня води в ньому. Найбільше важливо знати, як змінюються зі зміною рівня такі характеристики, як площа озера, об'єм води в ньому, середня і максимальна глибина. Зв'язок відповідних характеристик з рівнем (глибиною) називають кривою площ або батиграфічною кривою. Характер такої кривої залежить від форми улоговини озера, а тому будується батиграфічна крива індивідуально для кожного озера. Вона показує, яка площа поверхні озера відповідає даній висоті стояння рівня або глибині. Такі самі криві взаємозв'язку можна побудувати між величиною об'єму водної маси і рівнем стояння води в озері. Ці криві широко використовуються при розрахунках багатьох гідрологічних процесів, що відбуваються в озерах, зокрема розрахунку води на випаровування, характеристик водообміну, регулюючої ролі водойми тощо.

Рівняння водного балансу описує співвідношення складових прибуткової та видаткових їх частин.

Складовими прибуткової частини водного балансу будь-якого озера є атмосферні опади (P , мм), поверхневий приток ($S_{\text{пов}}$), підземний приток ($S_{\text{ип}}$).

Складові видаткової частини рівняння водного балансу стічного озера – це поверхневий відтік з озера ($S'_{\text{пов}}$), підземний

відтік (фільтрація) з озера (S'_{ϕ}), випаровування з поверхні озера (E).

Складові видаткової частини рівняння безстічного озера – це підземний відтік (фільтрація) і випаровування з поверхні озера.

Від співвідношення прибуткової і видаткової частин водного балансу залежить рівневий режим озера. Коливання рівнів озера мають періодичний та неперіодичний характер. Перші залежать в основному від кліматичних особливостей місцезнаходження озер (зміна сезонів, характер випадання опадів тощо), другі залежать від випадкових змін того чи іншого елемента.

Сезонні періодичні коливання рівнів мають типові для різних кліматичних регіонів риси.

Рівень води озер в арктичному і субарктичному кліматичних поясах в основному є свій максимум наприкінці полярного літа і залежить від притоку поталої води, тому що випаровування істотного впливу не має. Характерні низькі положення рівнів узимку і навесні.

Озера помірного поясу в умовах континентального клімату з надлишковим зволоженням найбільшу кількість води отримують навесні від танення снігу (весняний максимум). Сильне випаровування приводить до зниження рівня наприкінці літа (літньо-осінній мінімум). Восени знову спостерігається підйом рівнів, пов'язаний зі зменшенням випаровування і збільшенням кількості опадів (осінній максимум). Протягом зими рівень знову знижується і до початку весни буває найменшим (передвесняний мінімум). Амплітуда коливань рівня озер рідко перевищує 1 м.

Озера областей мусонного клімату помірних широт відрізняються найвищими рівнями на початку осені у зв'язку з дощами.

У посушливому кліматі помірних широт снігові води часто є основним джерелом живлення озер, тому рівень їх підвищується до кінця весни. Улітку, у зв'язку із сильним

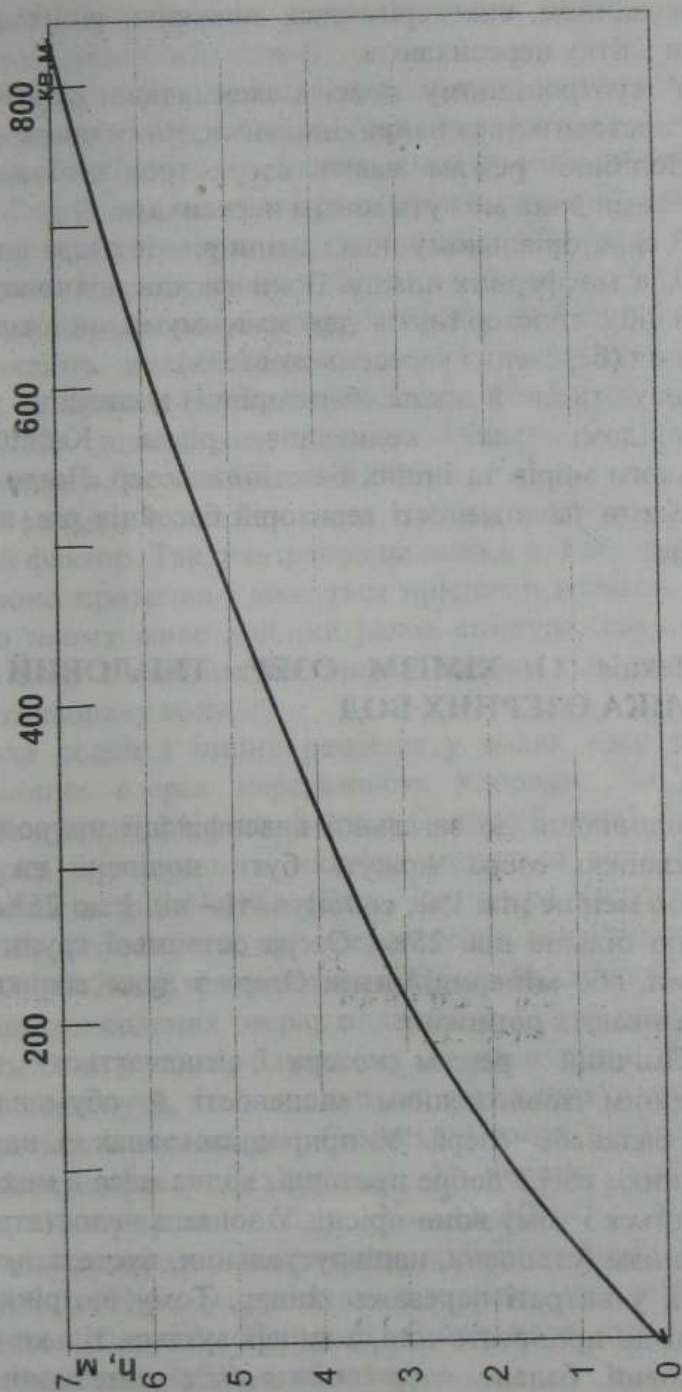


Рисунок 10.1 – Залежність рівнів та площі водного дзеркала о. Іванки

випаровуванням, спостерігається зниження рівня. Деякі озера цієї зони влітку пересихають.

У субтропічному поясі максимальна кількість води в озерах спостерігається наприкінці зими, мінімальна – на початок зими. Подібний режим мають озера тропічної зони, але на початку зими вони можуть зовсім пересихати.

В екваторіальному поясі зміни рівнів озера визначаються режимом атмосферних опадів. Вони завжди повноводні, але при цьому в них спостерігають два максимуми, пов'язані з днями рівнодення (березень і вересень-жовтень).

Існують ще й вікові (багаторічні) коливання рівнів озер. Загальновідомі такі коливання рівня Каспійського й Аральського морів та інших безстічних озер. Вони обумовлені коливаннями зволоженості територій басейнів рік, що стікають у ці озера.

Лекція 11 ХІМІЗМ ОЗЕР. ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ. ДИНАМІКА ОЗЕРНИХ ВОД

Відповідно до загальної класифікації природних вод за мінералізацією озера можуть бути поділені на **прісні**, із солоністю менше ніж 1‰, **солонуваті** – від 1 до 25‰, **солоні**, із солоністю більше ніж 25‰. Озера останньої групи називають **соляними**, або **мінеральними**. Озера з дуже великим вмістом солей називають **ропними**.

Хімічний режим озера визначається насамперед атмосферним зволоженням місцевості й обумовленим ним водним балансом озера. У природних зонах з надлишковим зволоженням озера добре проточні, водна маса в них безупинно обновляється і тому вони прісні. У зонах з недостатнім і малим зволоженням (степових, напівпустельних, пустельних), де озера безстічні, у витраті переважає випар. Тому що ріки і ґрунтові води завжди приносять солі, а випаровується тільки чиста вода, то сольовий баланс озер виявляється позитивним, а вода

осолююється. Таким чином, проточні озера завжди прісні, а безстічні – солонуваті або солоні.

У багатьох випадках на зональному тлі виявляються місцеві особливості озер. Так, о. Чад на вигляд не стічне, але прісне, завдяки ґрунтовому відтоку води. У мілководній затоці Кара-Богаз-Гол (у перекладі «чорна паща»), оточеній пустелями, велике випаровування, воно поглинає воду Каспію і, з одного боку, опрісняє її, створюючи стік, а з іншого боку – у своїй улоговині накопичує глауберову сіль. Мінералізацію окремих озер визначають солоні підземні води, що живлять озера, наприклад, о. Солоне в Сільвичегодську (Росія), о. Солотвин (Карпати). До таких озер можна віднести о. Баскунчак, Кулайські озера в басейні Пінєги й інші.

На сольовий склад озер може значно впливати біологічний фактор. Так, ультрапрісна вода в о. Байкал не тільки тому, що воно проточне і живиться прісними водами, але ще і тому, що в ньому живе дрібний рачок епішура, що пропускає через себе воду і залишає всі іони у своєму тілі, випускаючи майже дистильовану воду.

Склад солей і інших речовин у водах озер різний, у власне солоних озерах переважають хлориди: NaCl , MgCl_2 (Ельтон, Баскунчак, Мертве, Велике Солоне й інші). У содових озерах поряд із хлористим натрієм містяться сода Na_2CO_3 і сірчаноокислий натрій Na_2SO_4 (Ван, Чан, озера Кулундинського степу й інші). Борні озера, крім перелічених солей, містять буру $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Вони трапляються в Тибеті, Каліфорнії, Неваді.

У деяких соляних озерах вода являє собою розсіл (ропу), що містить солі у стані, близькому до насичення. Якщо таке насичення досягнуте, то починається осадження солей і озеро перетворюється в **самосадне**. Самосадні озера поділяються на карбонатні, сульфатні і хлоридні. У перших осаджуються карбонати, наприклад, сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. У других осаджуються сульфати, наприклад, мірабіліт $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ і епоміт $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, у третіх – хлориди, наприклад, галіт (о. Баскунчак, Сиваш). На ропі Сиваського озера працює Червоноперекопський бромний завод.

Крім розчинених солей, вода озер містить біогенні речовини (сполуки азоту, фосфору, кремнію, заліза й ін.), розчинені гази (кисень, азот, діоксид вуглецю, сірководень і інші), органічні речовини. Біогенні речовини в озernій воді необхідні для життєдіяльності водних організмів, однак їхній надлишок приводить до погіршення якості води в озерах.

Кисень надходить в озера в основному з атмосфери, а також продукується у процесі фотосинтезу. Вміст кисню у водній товщі – неодмінна умова життя і розвитку більшості водних організмів. У процесі їх життєдіяльності кисень споживається на подих, а діоксид вуглецю виділяється. Тому до кінця літнього періоду в глибоких місцях озера може виникнути нестача кисню і надлишок CO_2 . Аналогічна ситуація складається і до кінця зими, коли нестача кисню може навіть привести до замору риби.

Збагачення товщі води киснем відбувається під час інтенсивного вертикального конвективного і динамічного перемішування (зазвичай навесні і восени).

Сірководень може утворюватися в придонних шарах деяких озер при розкладанні органічних речовин в умовах відсутності кисню.

В озерах лиманного типу під впливом річкової і морської води утворюються особливі органічні і мінеральні речовини, що мають чудові лікувальні властивості (Куяльницький лиман, о. Сасик, о. Саки в Україні).

Підбиваючи підсумки, можна сказати, що з усіх озер світу ультрапрісними (вміст хімічних елементів менше 1‰) є Байкал, Онезьке, Ладозьке, Невільниче. Найбільшу солоність мають Мертве море (до 310‰), Велике Солоне (до 210‰), однак найсолонішим є Турецькі озера Гусгундак (374‰) і Туз-гель (до 420‰). В Україні найбільш солоним є о. Солотвин, що лежить на соленосних шарах (до 250‰).

Солоність Аральського моря заслуговує на особливу увагу: у 60-ті роки вона була 14-15‰, до 1991 року вона зросла до 30‰, що пов'язано зі скороченням припливу прісних вод у водойму і зменшенням його об'єму внаслідок випаровування.

Термічний режим озер залежить від величини надходження сонячної радіації на поверхню води і витрати отриманого тепла від поверхні озера до атмосфери також на випар. Таким чином, нагрівання й охолодження озер здійснюється головним чином через їх поверхню. Передача тепла по вертикалі (всередину і навпаки) відбувається в результаті вертикального перемішування – конвективного і динамічного.

Зміна температури у водній масі називається **температурною стратифікацією**. Збільшення температури води від дна до поверхні називається **прямою стратифікацією**, зменшення її називається **зворотною стратифікацією**, рівномірний розподіл температури води називається **гомотермією**.

Сьогодні всі прісноводні водойми світу поділяються на три групи:

1 Полярні чи холодні з температурою протягом усього року нижче 4°C і перевага зворотної стратифікації.

2 Тропічні, чи теплі з температурою протягом усього року вище 4°C і з перевагою прямої температурної стратифікації.

3 Озера в умовах помірного клімату з температурою вище 4°C і прямою температурною стратифікацією влітку, температурою нижче 4°C і зворотною стратифікацією узимку (рисунок 11.1).

Докладніше зупинимося на термічному режимі озер помірного клімату.

У період весняного нагрівання температура води в поверхневому шарі після танення льоду підвищується, і як тільки вона досягне 4°C , то порушується щільнісна стійкість води: більш щільна вода (4°C) поверхневих шарів починає опускатися, а менш тепла і менш щільна піднімається до поверхні. Виникле перемішування приводить до вирівнювання температури по вертикалі, настає весняна гомотермія (рисунок 11.1, в 2).

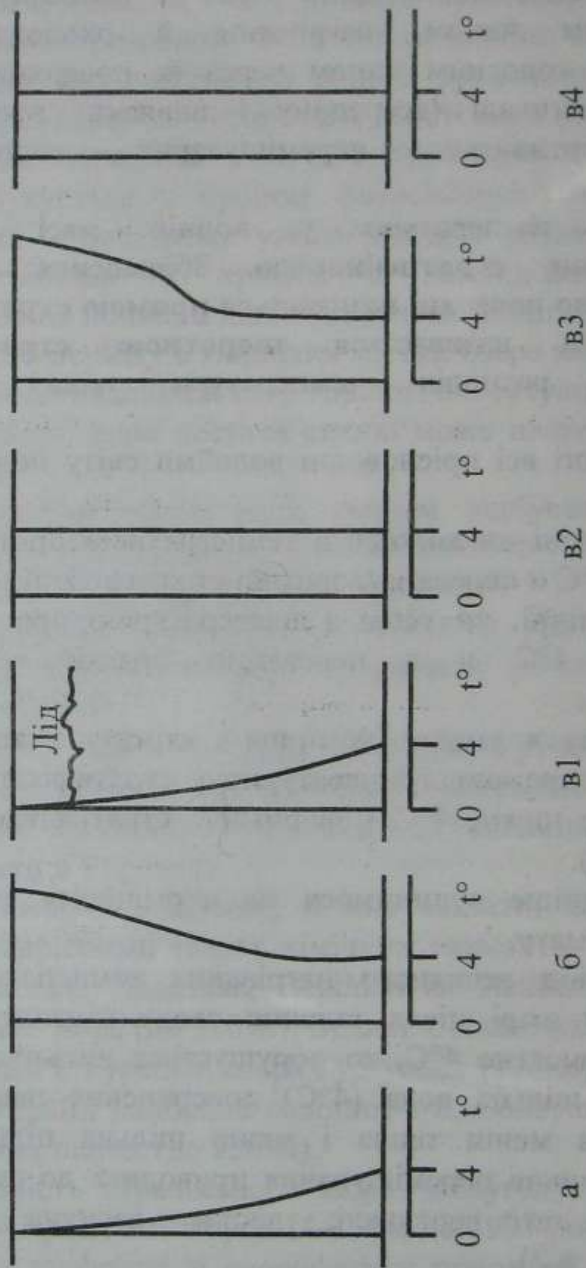


Рисунок 11.1 – Схема температурної стратифікації в озерах полярного (а), тропічного (б) та помірнього (в) кліматів: 1 – зворотна температурна стратифікація взимку; 2 – весняна гомотермія; 3 – пряма стратифікація влітку; 4 – осіння гомотермія

У період літнього нагрівання в озері встановлюється пряма температурна стратифікація. Найбільш високу температуру має поверхневий шар води (**епілімніон**). Нижче цього шару лежить так званий шар температурного стрибка **металімніон**, або **термоклин**. Основна ж товща озерних вод зберігає відносно невисоку температуру. Цей шар називається **гіполімніон**. У епілімніоні температура води може підвищуватися до 20-25°, у гіполімніоні температура може зберігатися такою, що дорівнює 4-6°. Таким чином, у шарі стрибка температура може різко змінюватися на величину до 20°C з вертикальними градієнтами до 10° на 1 м.

У період осіннього охолодження температура в поверхневому шарі знижується. При досягненні температури 4°C поверхнева вода стає більш щільною і починає опускатися, витісняючи на поверхню більш теплу воду, виникає активне конвективне перемішування. У результаті встановлюється осіння гомотермія, вода в придонних шарах обновляється.

Нарешті настає період зимового охолодження. У цей час температура в поверхневому шарі поступово знижується до температури замерзання (0°C для прісних вод), утворюється крижаний покрив, а в товщі води встановлюється зворотна стратифікація. У мілководних озерах температура в придонних шарах іноді знижується нижче 4°C, до 0,5-1°C, однак, як правило, вода на глибинах озера не досягає 0° і не замерзає, що охороняє живі організми від загибелі. Амплітуда коливань температури епілімніона може досягати 15-25°, а біля дна у глибокому озері вона лише 0-4°. Зміни температури на глибині завжди відстають у часі від її змін у вищих шарах.

У процесі нагрівання й охолодження води озера може відзначатися велика горизонтальна неоднорідність, особливо у великих озерах. На прибережних мілководдях вода швидше прогрівається і швидше остигає. У центральних районах озера завдяки інерційності теплових процесів у великих об'ємах води температура змінюється більш повільно. Особливо активно горизонтальна неоднорідність виявляється навесні і восени (рисунок 11.2).

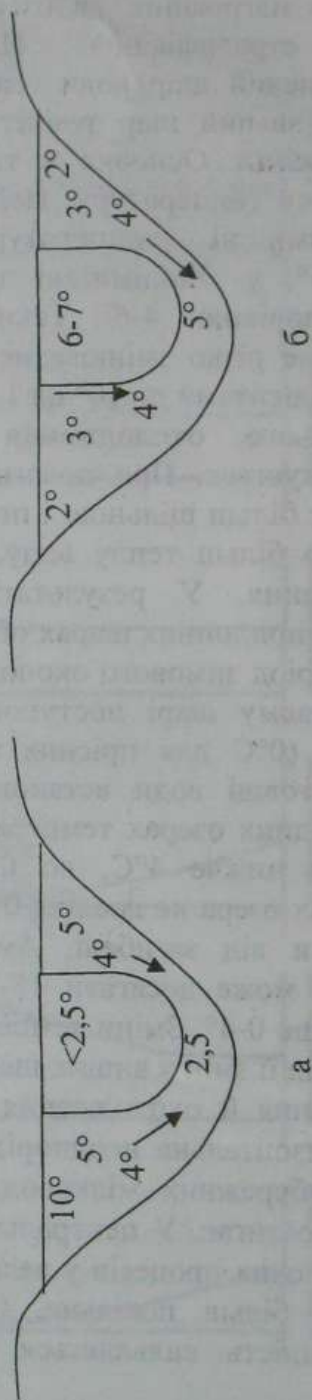


Рисунок 11.2 – Схема розподілу температур у воді озера навесні (а) та восени (б).
Заштрихований шар має температуру 4°C

Термічний режим озер з підвищеною мінералізацією води істотно відрізняється від термічного режиму прісноводних озер. Улітку сильномінералізовані води можуть нагріватися до 50° . Узимку така вода, не замерзаючи, охолоджується до значних від'ємних показників температури. Біля дна може зберегтися протягом усього року плюсова, іноді помітно підвищена температура води.

За льодовим режимом озера поділяються на групи:

- 1) що не мають льодових явищ;
- 2) з хитким льодоставом;
- 3) зі стійким льодоставом (сюди можна віднести озера з постійним льодоставом протягом усього року).

У озер третьої групи також, як і в аналогічних річках, виділяють три характерних періоди льодового режиму: замерзання (осінні явища), льодоставу і розкриття (весняні льодові явища).

Льодові явища починаються після того, як температура поверхневого шару досягне точки замерзання (завжди пізніше, ніж настане перехід через 0° у бік зниження температури повітря). Льодостав настає пізніше, ніж початок льодових явищ.

У тій самій послідовності настають характерні моменти льодового режиму у весняний період: спочатку середньодобова температура повітря переходить через 0° у бік підвищення, потім починає підвищуватися температура води в поверхневому шарі озера і танення льодів.

Осінні льодові явища починаються в найбільш мілководних місцях озера, що найшвидше охолоджуються. На обмілинах біля берегів виникають **забережи**, що, поступово збільшуючи свою площу, утворюють **припай**.

Наростання льоду в період льодоставу відбувається тим швидше, чим суворіша зима і менший шар снігу на припаї. Незабаром припай змерзаються, утворюючи **льодостав**. Утворенню гладкого шару льодоставу перешкоджає вітер і викликане ним хвилювання, від чого на озері можуть утворюватися **тороси**.

Озерний лід може мати два шари: безпосередньо на поверхні води лежить прозорий водяний лід, на якому у випадку виходу води по тріщинах із просоченого водою снігу утвориться малопрозорий водно-сніговий лід (**наслуз**).

Товщина льоду на озерах північно-заходу Європи досягає 50-60 см, на озерах півночі Сибіру і Канади – до 2-3 м. В Україні лід на озерах рідко буває більш 50 см (2000 р.), звичайно він складає 25-40 см.

Навесні лід починає підтавати від берегів і поступово тане на місці, причому лід тане як знизу, так і зверху. Ділянки чистої води біля берега називаються **закраїнами**. Лід на озерах сходить пізніше, ніж на ріках, тому на великих ріках після свого льодоходу починається «озерний» (ріки Нева, Ангара й інші).

Теплі озера мають, як уже було сказано вище, температуру води більше 4°C і мають незначні коливання її протягом року. Таких озер багато в Африці, Південній Америці, Австралії. У Європі до них відносяться Женевське і Боденське озера, а в Киргизії – Іссик-Куль. Незважаючи на негативні температури повітря, ці озера не замерзають за рахунок того, що в літній період в умовах майже завжди сонячної погоди і чистоти повітря накопичують стільки тепла, що їм вистачає на тривалу зиму, щоб не змерзнути (солоність Іссик-Кулю 8%, що також сприяє неутворенню льоду).

Полярні (холодні) озера характеризуються дуже тривалими періодами льодоставу (озера півночі Канади, Сибіру, а також озера високих гір). У 70-ті роки виявлений озеро (о. Ванда) в Антарктиді, що цілий рік перебуває під льодом. Однак озеро в суворих умовах не промерзло до дна, а, навпаки, біля дна має температуру більше 20°C, цьому сприяють географічні умови існування озера. Справа у тому, що на гладкій поверхні озерного льоду не накопичується сніг, він виноситься вітром, а досить товстий лід відіграє роль лінзи, що фокусує сонячні промені в глибини найчистішої води озера і тим самим нагріває її до досить високих температур. Такі озера існують і у високих горах (Памір, Гімалаї).

Отже, розглядаючи термічний режим озерних вод, бачимо, що маса води в озері майже безупинно переміщається. Крім термічної циркуляції, спостерігаються хвильові рухи і плинні.

Динаміка озерних вод виникає внаслідок вітру. Вітрові хвилі завжди менше морських і на великих озерах досягають висоти 3-4 м, на малих – не більш 0,5 м. Озерні хвилі крутіше морських і звичайно мають неправильну форму. Вони порівняно швидко розвиваються і швидко „гаснуть” після припинення вітру.

При неоднаковому тиску атмосфери на різні ділянки чи акваторії при згонах і нагонах води, поверхня водяного дзеркала озера набуває похилого положення. З припиненням впливу сили, що викликав нахил, поверхня „прагне” повернутися в положення рівноваги. Виникають коливання біля однієї чи декількох горизонтальних осей, що залишаються нерухожими, виникають стоячі хвилі, чи **сейші** (лекція 3). Звичайно висота сейш кілька десятків сантиметрів, але іноді вони досягають 2-3 м. Періоди коливань різні. Так на західному березі Каспійського озера період сейш близько 3 годин, на озері Ері – 9 годин і т.д.

Течії на поверхні озера викликаються вітрами і горизонтальною складовою сили ваги (градієнтні), що виникають в тому випадку, коли водна поверхня має ухил. Однак швидкості течій в озерах дуже слабкі і непостійні. На будь-яку течію в озері впливає сила Коріоліса (відхиляюча дія обертання Землі), що сприяє виникненню кругових течій (у північній півкулі проти годинникової стрілки).

Лекція 12 ВОДОСХОВИЩА. БОЛОТА. ВОДНЕ СЕРЕДОВИЩЕ ОЗЕР І ВОДОСХОВИЩ–СЕРЕДОВИЩЕ ЖИТТЯ. ГІДРОБІОЛОГІЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЗЕР

Водосховище – це штучна водойма, створена для накопичення та подальшого використання води і регулювання стоку.

Водосховища стали споруджувати ще в далекій давнині. Одним з перших на Землі вважають водосховище, створене в Древньому Єгипті приблизно 3000 років до н.е. У наш час на Землі більше ніж 30 тисяч водосховищ, щорічно споруджується більше ніж 300 нових. Багато річок – Волга, Дніпро, Ангара, Міссурі, Колорадо, Парана – перетворені в каскади водосховищ. Дані про найбільш великі за об'ємом і площею водосховища світу наведені в таблиці 12.1.

Спорудження водосховищ – приклад техногенного втручання в природу в умовах нерівномірного природного розподілу водних ресурсів за територією і в часі.

Накопичену у водосховищах воду використовують для зрошення й обводнювання земель, водопостачання населених пунктів і підприємств, санітарних промивань річкових русел, поліпшення судноплавних умов у маловодний період року тощо. За допомогою водосховищ регулюють річковий стік для гідроенергетики, для запобігання повеням. Водойми використовують також для рибного, водного господарств, рекреації та спорту. Разом з тим штучно створені водойми починають брати участь у кругообігу води в річкових системах і підкоряються закономірностям, властивим природним водним об'єктам. Потреби практики змушують вивчати режим водосховищ, розробляти стратегію раціонального керування ними, уживати заходів щодо запобігання негативним наслідкам спорудження цих водойм.

Типи водосховищ можуть бути поділені за характером ложа, способом заповнення водою, географічним положенням, місцем в річковому басейні, характером регулювання стоку.

Таблиця 12.1 — Великі водосховища світу (Авакян А.Б., 1987)

Назва	Ріка, озеро	Об'єм, км ³		Площа, км ²	Натиск, м	Рік заповнення
		повний	корисний			
Вікторія	Вікторія, Ніл	205	68,0	76000	31	1954
Братське	Ангара	169	48,2	5470	106	1967
Кариба	Замбезі	160	46,0	4450	100	1963
Насер	Ніл	157	74,0	5120	95	1970
Вольта	Вольта	148	90,0	8480	70	1967
Красноярське	Єнісей	73,3	30,4	2000	100	1967
Зейське	Зея	68,4	32,1	2420	98	1974
Куйбишевське	Волга	58,0	34,6	5900	29	1957
Байкальське (Іркутське)	Ангара	47,6	46,6	32970	30	1957
Онтаріо	Св. Лаврентія	29,9	29,9	19470	23	1959
Рибинське	Волга	25,4	16,7	4550	18	1949
Онезьке (Верхньосвірське)	Свір	13,8	13,1	9930	17	1952

За морфологією ложа водосховища поділяються на **долинні** й **улоговинні**. До долинних відносять водосховища, ложем яких є частина річкової долини. Головна їх ознака – наявність ухилу дна і збільшення глибин від верхньої частини водойми до греблі. Долинні водосховища можуть бути представлені як **руслові** (у межах русла і низької заплави ріки) і як **заплавно-долинні** (при затопленні і високій заплаві і іноді надзаплавної тераси). До улоговинного відносяться підпружені (зарегульовані) озера, розташовані в ізольованих низинах і западинах, у лиманах, лагунах, затоках або штучних кар'єрах, копанках. Невеликі водосховища площею менше ніж 1 км² називаються **ставками**.

За способом заповнення водою водосховища бувають **запрудні**, коли їх наповнює вода водотоку, на якому вони розташовані, і **наливні**, коли вода в них подається з поруч розташованого водотоку.

За географічним положенням водосховища поділяють на **гірські**, **передгірні**, **рівнинні** та **приморські**. Перші споруджуються на гірських ріках, вони зазвичай вузькі і глибокі і мають **напір**, тобто величину підвищення рівня води в річці у результаті спорудження високої греблі до 300 і більше метрів. У передгірних водосховищах висота напору 50-100 м. Рівнинні водосховища зазвичай широкі та мілкі, висота напору 30-50 м. Приморські водосховища мають невелику висоту напору (до 10-15 м), їх споруджують у морських затоках, лиманах, лагунах, естуаріях. Прикладом гірських водосховищ є Нурекське та Рогунське на Вахшу з висотою напору в 300 м. До передгірних можуть бути віднесені водосховища Єнісейського та Ангарського каскадів з висотою напору 106-88 м. Прикладом рівнинних можуть бути каскади водосховищ на Волзі та Дніпрі (29-16 м). До приморських відносяться, наприклад, опріснена лагуна Сасик на Чорному морі або Ейсселмер у Нідерландах.

Спорудження рівнинних водосховищ зазвичай супроводжується великим затопленням територій – лугів, лісів, сільськогосподарських угідь, іноді міст і сіл. При спорудженні гірських водосховищ такого не буває.

За місцем в річковому басейні водосховища можуть бути поділені на **верхові** та **низові**. Система декількох водосховищ на одній річці називається **каскадом**.

За ступенем регулювання річкового стоку водосховища можуть бути **багаторічного, сезонного, тижневого і добового** регулювання. Характер регулювання стоку визначається призначенням водосховища і співвідношенням корисного об'єму та величини стоку води ріки.

Основні характеристики водосховищ за морфологією: площа поверхні (водного дзеркала) і об'єм.

У будь-якому водосховищі розраховуються накопичення деякого об'єму води в **період наповнення** і скидання того самого об'єму в **період спрацювання**. Накопичення потрібного об'єму води супроводжується підвищенням рівня до деякої оптимальної величини. Такий рівень підтримується греблею і називається **нормальним підпірним рівнем (НПР)**. Іноді під час високої повені допускається тимчасове перевищення НПР на 0,5-1 м. Він називається **форсованим підпірним рівнем (ФПР)**. Гранично можливим зниженням рівня води є досягнення **рівня мертвого об'єму (РМО)**, спрацювання нижче якого неможливе. Об'єм водосховища, що знаходиться нижче РМО, називається **мертвим об'ємом (МО)**. Для регулювання стоку і періодичного спрацювання використовується об'єм водосховища, що знаходиться між РМО та НПР. Цей об'єм називається **корисним об'ємом (ПО)** водосховища. Сума корисного і мертвого об'ємів дає **ємність водосховища**. Об'єм води, який знаходиться між НПР і ФПР, називають **резервним об'ємом**.

Водний баланс водосховищ у прибутковій частині має перевагу у притоці річкових вод і перевагу стоку вод у видатковій частині рівняння. На частку опадів припадає лише 2-5% прибуття вод, на частку випаровування - зазвичай не більше ніж 10% витрати води. Виняток складають лише або дуже великі та мілкі водосховища або водосховища тропічних регіонів. Так, на найбільшому водосховищі Вольта в Гані на частку випаровування припадає більше ніж 25% витрати води,

на водосховище Насер в окремі роки на частку випаровування припадає до 33%.

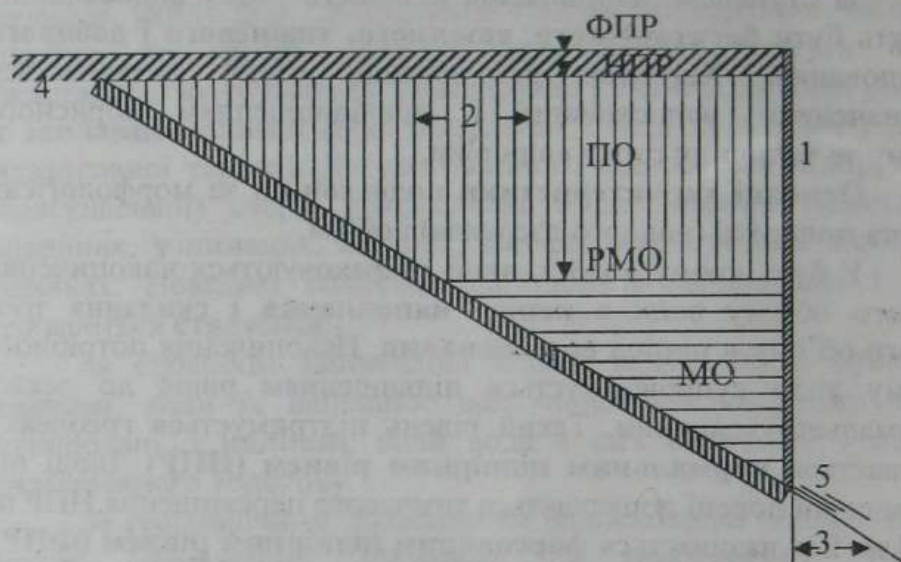


Рисунок 12.1 – Основні елементи водосховища: 1 – гребля; 2 – верхній б'єф греблі; 3 – нижній б'єф; 4 – річка вище водосховища; 5 – річка нижче водосховища

Коливання рівня води водосховищ є наслідком штучно регульованого процесу наповнення або спрацювання його.

У період наповнення, зазвичай в період повені на річці, рівень води водосховища може піднятися на значну величину (до ФПР); на таку саму величину рівень знижується в період спрацювання. У рівнинних водосховищах величина сезонних коливань рівня складає 5-7 м, у гірських – 50-80 м, тобто вона значно більша, ніж на озерах.

Водні маси водосховищ можна поділити на озерні (власне водосховища) і річкові. Співвідношення об'ємів цих мас різне. У великих водосховищах річкова маса складає до 30-55% в повінь і 10-25% у межень від усієї ємності. Водні маси

водосховища більш рухливі, ніж в озерах. Особливістю їх є формування придонної маси в пригребельному районі, яка має специфічні властивості.

Вплив водосховищ на річковий стік і природне середовище виявляється, по-перше, через уповільнення водообміну в гідрографічній мережі річкових районів. Спорудження водосховищ привело до збільшення об'єму води суші приблизно на 6 тис.км³ і уповільнення водообміну приблизно в 5 разів. Так, після спорудження каскаду водосховищ на р. Дніпрі, водообмін сповільнився в 10 разів.

Спорудження водосховищ завжди веде до зменшення стоку води (у результаті втрат на випаровування), та стоку наносів унаслідок їх накопичення у водоймі, особливо в умовах сухого клімату. Найбільші втрати річкового стоку властиві водосховищам Насер (8,3 км³/рік) і Вольта (4,6 км³/рік). Зменшення стоку наносів збільшує замулення ложа.

Зменшення водообміну, викликане спорудженням водосховищ, привело також до зменшення швидкості течії в річкових системах і до зменшення здатності рік до самоочищення; до збільшення часу контакту річкових вод із дном і берегами, що негативно впливає на якість води.

Межений стік річок за рахунок водосховищ трохи збільшився. Нижче водосховищ цілком змінюється водний режим рік, змінюються характер замулення заплави, руслові процеси, режим гирла ріки. Відбувається осушення річкових заплав і дельт, особливо це небезпечно в умовах посушливого клімату.

У температурному режимі відзначений вирівнювальний вплив водосховищ на температуру води в річці. Так, на Єнісеї, нижче Красноярського водосховища, температура води стала в травні-червні на 7-9°C, а в липні-серпні – на 8-10°C нижче, а у вересні-жовтні на 8-9°C вище, ніж до будівництва греблі.

Суміжні до водосховищ території також підпадають під їх негативний вплив: відбувається процес підтоплення земель, підвищення рівня ґрунтових вод, що сприяє заболочуванню і зміні мікрокліматичних умов, відбувається хвильовий розмив

берегів. Найбільш істотний негативний наслідок спорудження водосховищ – це втрата земель при їх затопленні. За оцінками М.І. Львовича, сумарна площа затоплення у світі приблизно дорівнює 240 тис.км² (0,3% земельних ресурсів суші).

Після спорудження водосховища змінюється ґрунтово-рослинний покрив на затоплених і підтоплених землях. Припускають, що вплив водосховищ поширюється на територію, приблизно таку, як площа самого водосховища. У результаті спорудження водосховищ погіршуються умови проходження на нерест багатьох порід риб; погіршується якість води внаслідок виникнення в зимовий період року дефіциту кисню, накопичення солей та біогенних речовин, «цвітіння води». Вважають також, що спорудження водосховищ може привести до збільшення сейсмічності району.

Таким чином, водосховища мають досить складний і неоднозначний вплив і на режим рік, і на суміжні території. Даючи позитивний економічно-господарський ефект, вони викликають масу негативних наслідків. Усе це вимагає, щоб при проектуванні водосховищ складався екологічний прогноз на тривалий термін, який неможливий без допомоги гідрології.

Важливе значення при цьому мають заходи, які здійснюються в процесі створення й експлуатації водосховищ з метою максимального використання позитивного ефекту. До таких заходів належать: інженерний захист від затоплення територій і об'єктів, переселення жителів, перенесення підприємств, доріг, очищення майбутнього ложа водосховища від лісу і чагарників, створення водоохоронних зон, інженерна облаштуваність акваторії і берегової зони тощо.

Болота – надмірно зволожені ділянки землі зі специфічною рослинністю, які мають шар торфу не менше 30 см. Якщо подібні ділянки не мають такого шару торфу, то вони називаються **заболоченими землями**.

Болота виникають шляхом заболочування суші (головний вид утворення боліт) і шляхом заростання водойм (озер або водосховищ).

Заболочування суші властиве багатьом регіонам Землі. Воно відбувається при надлишковому зволоженні і сприятливих геоморфологічних умовах (зниження, западини тощо), а також за відсутності дренажу, що створює передумови для застійного водного режиму, накопичення органічної речовини й утворення боліт.

Заростання або заболочування водойм властиво в основному умовам помірного і теплого клімату. Воно зазвичай починається з берегів. На дні водойми відкладаються глинисті часточки, осідають залишки водних організмів (планктон, бентос), які поступово перетворюються в органічний мул – сапропель. Водойма міліє, в ній оселяються вищі рослини: спочатку занурені (рдест, кушир), потім латаття з плаваючими листям, а пізніше очерет, комиш, рогіз (рисунок 12.2).

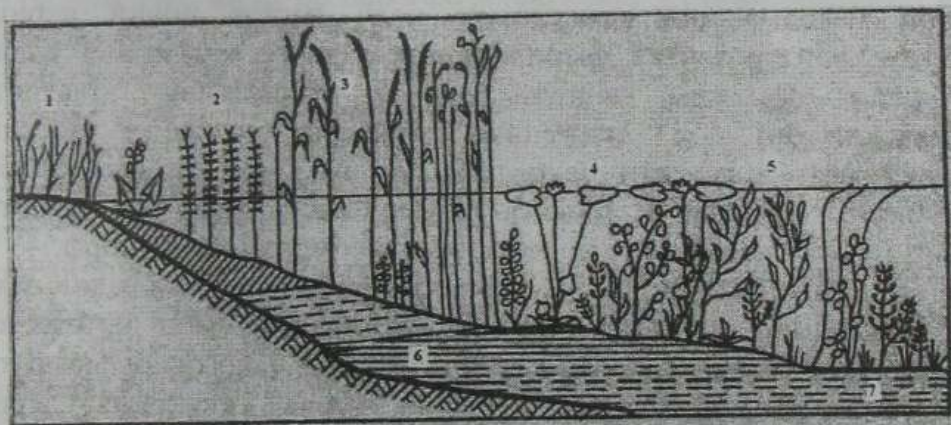


Рисунок 12.2 Розміщення рослинності в прибережній частині озера: 1 – осока; 2 – очерет; 3 – комиш; 4 – латаття; 5 – рдест; 6 – торф; 7 – сапропель

Неповне розкладання рослинних залишків приводить до утворення торфу. Від водойми залишаються невеликі „вікна” води, потім і вони заростають. Поступово водойма перетворюється на болото. Таким чином, природна еволюція невеликих за розміром озер в умовах помірного клімату

відбувається за такою схемою: оліготрофні (з малою кількістю живильних речовин і малою продукцією органічної речовини) → евтрофні (з великим надходженням живильних речовин, з великим вмістом органіки, продукування якої веде до перенасичення киснем у поверхневому шарі води, а розкладання – до нестачі кисню на дні) → дистрофні (озера, що містять у воді настільки велику надлишкову кількість органічної речовини, що продукти її неповного окиснювання стають шкідливими для життєдіяльності організмів) → болота.

Для озер в умовах помірного клімату характерні такі внутрішньорічні зміни гідробіологічних процесів. Підвищення температури повітря і води навесні приводить до початку вегетації макрофітів, а у водній товщі – до розвитку фітопланктону (перше «цвітіння» води). У другій половині літа при максимальній температурі води настає новий період бурхливого розвитку фітопланктону і друге «цвітіння» води. Слідом за ним відбувається і збільшення кількості зоопланктону. Зі зниженням температури води восени починають відмирати макрофіти, скорочується біомаса озера. Навесні відмерлі макрофіти у верхньому шарі починають загнивати, а нижні захоронюються, з них утворюється торф.

Істотний вплив на евтрофування озер сьогодні має господарська діяльність – скидання забруднених вод, багатих на сполуки фосфору й азоту (комунальні, сільськогосподарські та промислові води тощо). У таких умовах «цвітіння» води відбувається більш бурхливо, тому природно, що шар відмерлих макрофітів щорічно збільшується, що сприяє більш швидкому накопиченню торфу й утворенню боліт.

Болота поширені на Землі повсюдно в різних кліматичних зонах. Загальна площа торф'яних боліт близько 2,7 млн. км² (близько 2% площі суші). Загальна площа боліт усіх типів ще більше – до 3,5 млн. км² (за Є.Я. Кацем). Найбільш заболочені континенти – Південна Америка та Євразія.

Площа боліт в Україні складає 1008 тис. га, що приблизно 1,7% від усього фонду земельних ресурсів країни, хоча в окремих регіонах заболоченість дуже велика, наприклад,

Західне Полісся має 10,9% заболоченості. Тут переважають трав'яні (евтрофні) болота. Їх походження пов'язане в більшості випадків із близьким заляганням ґрунтових вод. Пінські болота Полісся являють собою величезний болотний масив, для якого характерне чергування відкритих осоково-очеретових просторів з майже непрохідними чагарниковими заростями. Під час повені вони майже суцільно покриваються водою. У Сумській області нараховується 338 тис. га боліт, що складає 1,4% заболоченості (дані Довідника з водних ресурсів, 1987 р.).

Типи боліт визначаються за комплексом геоморфологічних, гідрологічних і геоботанічних ознак. Болота поділяються на низинні, перехідні та верхові (рисунки 12.3).

Низинні болота зазвичай мають увігнуту або плоску поверхню, що сприяє застійному характеру водного режиму. Утворюються вони по берегах річок, озер, у зонах підтоплення водосховищами. До низинних боліт відносяться заплавні та притерасні болота, у низов'ях і дельтах рік (плавні). Найважливіші гідрологічні особливості низинних боліт — наявність прилеглої водойми або водотоку, близьке стояння ґрунтових вод, водне живлення таких боліт і поверхневими, і ґрунтовими водами. Характерною рисою низинних боліт є рослини, вимогливі до мінеральних речовин. Серед них вільха, берега, осока, очерет, рогоз.

Верхові болота мають могутній шар торфу й опуклу поверхню. Відмінна риса гідрологічного режиму верхівкових боліт — перевага в їх водному живленні атмосферних опадів. Для верхового болота характерні оліготрофні рослини, невимогливі до мінеральних речовин (сосна, верес, пушок, сфагнові мохи). Утворюються верхові болота у результаті еволюції низинних боліт, а також на вододілах і в інших місцях.

Уся товща торфу називається **торф'яним покладом**. Торф'яний поклад поділяється на інертний і діючий шар, у ньому також відзначено залягання рівня ґрунтових вод.

Інертний шар розміщений на мінеральному дні і складає товщу торф'яного покладу, має дуже слабкий водообмін з навколишніми землями. Товща інертного шару змінюється від

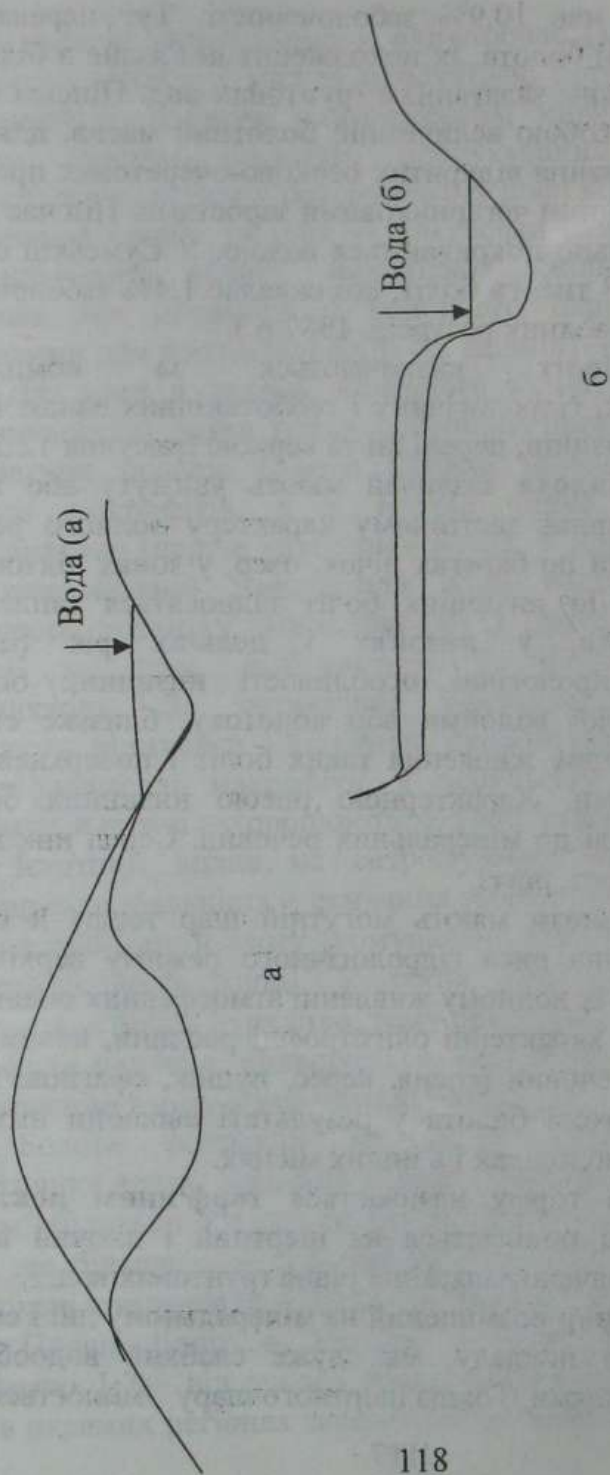


Рисунок 12.3 – Схема верхового (а) та низинного (б) торф'яних боліт.

нуля біля меж болота до максимальних глибин відкладень (20 м).

У межах діючого шару, що лежить на інертному, відбувається деякий вологообмін з атмосферою, змінюється вміст води в торфі, знаходиться велика кількість аеробних бактерій і мікроорганізмів, що сприяють розкладанню частини рослинного покриву, який відмирає, і перетворенню його в торф, наявність у верхній частині живого рослинного покриву.

Товщина діяльного шару – від 40 до 80-100 см.

Вміст води в інертному шарі торф'яного покладу дуже великий, іноді до 97% (за об'ємом). В усьому торф'яному покладі вміст води збільшується або зменшується залежно від підвищення або зниження рівня ґрунтових вод. Вище рівня ґрунтових вод в діючому шарі вміст води значно менший.

Проміжне положення займають перехідні болота з плоскою або слабоопуклою поверхнею. Найбільш типові рослини таких боліт – береза, іноді сосна, осока, сфагнові мохи.

Болота мають специфічну гідрографічну мережу, що включає болотні водойми, болотні водотоки і драговини.

До болотних водойм відносяться болотні озерця – відносно невеликі водойми (рідко з площею до 10 км² і глибинами до 10 м), вони зазвичай відносяться до місць перегинів поверхні болота, розташовуючись зазвичай групами.

Болотні водотоки (річки і струмки) представлені як заторфованими первинними водотоками, що заростають, які були ще до утворення болота, так і вторинними, що утворилися у процесі болотоутворення. І ті, і інші сприяють дренажу боліт.

Своєрідні водні об'єкти – драговини, тобто сильно перезволожені ділянки з розрідженим торф'яним покладом. Тут практично відсутній діючий шар і рівень ґрунтових вод стоїть вище поверхневого торфу.

Питання про вплив боліт на річковий стік має принципове значення для оцінки екологічної ролі боліт у природних комплексах і для оцінки змін стоку рік у результаті осушувальних меліорацій. Існує думка про регульовальну роль

боліт у розподілі сезонних величин стоку. Однак останні роботи гідрологів показують зовсім іншу картину.

Унаслідок підвищеного випаровування і транспірації з поверхні болота зменшують середню величину стоку: із заболочених територій у ріки надходить менше стоку, ніж із суміжних незаболочених земель. Треба помітити, що розходження у випаровуванні з поверхні боліт і незаболочених земель зростає зі зменшенням загальної зволоженості території.

Часто вважають, що болота, поглинаючи воду під час сніготанення, зменшують весняний стік, проте збільшують меженний. Однак сьогодні встановлено, що болота в цілому зменшують весняний стік, але в літній період вони випаровують багато води і не збільшують віддачу води в ріки через дуже низьку водовіддачу торфу. Узимку болота можуть взагалі не давати стоку у зв'язку з промерзанням діючого шару.

Проте у заплавах рік в окремих регіонах багато боліт охороняються законом винятково як місця існування диких тварин і птахів, як особливі природні комплекси з унікальними рослинними угрупованнями.

Болота і сьогодні важкодоступні для людини, тому вони є своєрідними „пологовими будинками” для тієї флори і фауни, що знаходить тут кормові угіддя і спокійно виводить потомство. М.І. Пришвін назвав болото „коморою сонця” за торф, з якого виробляється ряд хімічних продуктів – аміак, дьоготь та інші – і який є паливом. Промислове скупчення торфу називають торф'яним родовищем.

Лекція 13 СУЧАСНЕ ЗЛЕДЕНІННЯ І БАГАТОРІЧНА МЕРЗЛОТА

У холодний період року на великих територіях суші відбувається накопичення твердих атмосферних опадів – снігу. У теплий період на більшій частині території сніг тане. У кожен момент часу можна знайти межу між поверхнею, покритою

снігом, і вільною від нього. Ця межа називається **сезонною сніговою лінією**. Протягом року ця лінія зміщається. У холодний період року на рівнинах ця лінія зміщається у бік низьких широт, а в горах – униз по схилах, у теплий період – навпаки.

Середнє положення снігової лінії називається **кліматичною сніговою лінією**. Вище цієї лінії за рік сніг накопичується, нижче неї сніг, що випав за зиму, повинен цілком станути. Таким чином, вище снігової межі баланс твердих опадів позитивний, нижче – негативний.

Якщо підніматися вище снігової лінії в тропосфері, можна виявити, що опадів стає все менше і, нарешті, опади майже зовсім відсутні. Таку висоту називають верхньою сніговою лінією, а пояс тропосфери між кліматичною сніговою лінією і верхньою називається **хіоносферою**.

Відносно висотного положення снігової лінії відзначається закономірність, яка пов'язана із середньою температурою повітря біля поверхні землі. У той час, як на півночі, в Арктиці снігова лінія розташовується на рівні океану, у низьких широтах (Кавказ, Гіндукуш, Гімалаї) вона піднімається до 3000-5500 м над рівнем моря.

Висота снігової лінії залежить від кількості опадів. У горах на навітряних схилах вона опускається нижче, на підвітряних навпаки – піднімається вище.

У місцях накопичення багаторічного снігу він злежується, перетворюється у фірн, а згодом з фірну утворюється льодовик.

Льодовик – багаторічна маса фірну і льоду, що утворилася зі снігу і має власний рух. Безліч льодовиків утворюють заледеніння, або **льодовикову систему**.

Рух льодовика вниз по ухилу виникає при досягненні ним деякої критичної потужності, при якій тиск крижаної товщі виявляється достатніми для подолання сили тертя. Плин льоду донизу за межі хіоносфери приводить до поділу льодовика на область живлення та область стоку. Межа між ними називається

фірною лінією (лінія з нульовим сніговим балансом), що розташовується нижче, ніж кліматична снігова лінія.

Сумарні площі сучасного заледеніння і запаси води в них наведені в таблиці 1.1. Найбільші області заледеніння і їх площі подані в таблиці 13.1.

Таблиця 13.1 – Найбільші області зледеніння Землі

Область заледеніння	Площа, тис.км ²
Антарктида	13980
Гренландія	1803
Канадський архіпелаг	150
Аляска	103,7
Острова російської Арктики	56,4
Острова Шпіцберген і о. Ян Майєн	35,2
Гімалаї	33,0
Тянь-Шань	17,9
Кара-Корум	16,3
Берегові хребти (Північна Америка)	15,4
Нань-Шань	13,0
Паміро-Алай	12,1
Острів Ісландія	11,8
Кунь-Лунь	11,6

Утворення і будова льодовика. Сніг, що випадає, поступово накопичується, ущільнюється під тиском шарів, що пролягають вище, і під впливом теплоти, що виділилася (при тискові), перетворюється спочатку в **зернистий сніг**, а потім у **фірн**, або **зернистий лід**, що являє собою конгломерат безформних зерен льоду розміром 0,5-5 мм. Свіжий сніг має малу щільність 0,1 г/см³, по мірі його ущільнення він стає більш щільним від 0,2 до 0,4 г/см³. Фірн має щільність 0,45-0,7 г/см³.

Подальше ущільнення фірну приводить до утворення льодовикового, або глетчерного льоду з щільністю 0,8-0,85 г/см³ залежно від товщі утворення. На великій глибині в товщі

льодовика під впливом високого тиску його щільність може збільшитися до $0,92 \text{ г/см}^3$ (рисунок 13.1).

Назва зони	Товща.	Щільність
Снігова зона	50-150 м	$0,1-0,2 \text{ г/см}^3$
Снігово- фірнова зона	20-100 м	$0,3 \text{ г/см}^3$
Фірнова зона	20-40 м	$0,4 \text{ г/см}^3$
Фірно-льодова зона	5-10 м	$>0,45-0,7 \text{ г/см}^3$
Льодова зона	500-1000 м	$0,8 \text{ г/см}^3$
		$0,9 \text{ г/см}^3$

Рисунок 13.1 – Будова льодовика, основні зони щільності

Акумуляція снігу в горах повинна супроводжуватися протилежним процесом – розвантаженням снігових областей. Вона відбувається двома шляхами: а) падінням снігових лавин; б) плином льоду, що утворився.

Лавинами називають обвали снігу, що зісковзує з гірських схилів і захоплює на своєму шляху нові снігові маси. Вони можуть утворюватися на схилах, крутість яких більше 15° . Безпосередніми причинами обвалів можуть бути: сипкість снігу

в перший час після його випадання, підвищення температури в нижніх об'рях снігу від тиску і зменшення внаслідок цього зчеплення снігу зі схилом, а також утворення при відлизі поталої води, що змочує схили.

Лавини мають величезну руйнівну силу. Потужність удару в них досягає 100 т/м^2 , вони призводять іноді до великих катастроф.

У тих формах рельєфу, звідки сніг не звалюється, він накопичується – утворюється льодовик.

Лід, маючи пластичність, тече вниз по рельєфу навіть під впливом малого ухилу у вигляді льодовикового язика (рисунок 13.2).



Рисунок 13.2 – Схема розташування областей живлення і стоку льодовика

Як було сказано вище, у кожного льодовика є область живлення та область стоку, яку часто називають **льодовиковим язиком**. Велика частина льодовикового язика являє собою відкриту льодовикову поверхню, менша – засипана уламками гірських порід.

Найдовший гірський льодовик Хаббард на Алясці, його довжина складає 145 км, ширина місцями досягає 16 км. Найбільший льодовик – льодовик Федченко на Памірі, загальна його площа 990 км², товща льоду в середній частині 700-1000 м. Потужність Ісландського льодовика Ватна-Йокуль – 1036 м. Незрівнянно грандіозніші материкові льоди Антарктиди і Гренландії, їх товща сягає до 4000 м (найбільша товща – 4780 м).

Льодовики більшості гірських країн течуть зі швидкостями від 20 до 80 см/добу, і тільки у гімалайських льодовиків швидкість досягає 2-3 м/добу.

Льодовики Гренландії й Антарктиди рухаються дуже повільно, від 3 до 30 см/добу.

Рух льоду породжує в його тілі напруги, що приводять до утворення тріщин – поперечних, подовжніх і бічних.

Типи льодовиків поділяють на дві групи: **гірські і покривні**. Гірські льодовики розташовуються в горах, там, де твердих опадів накопичується більше, ніж може стати. У свою чергу, вони поділяються на **первинні** та **долинні** льодовики. До первинних льодовиків відносять **карові льодовики** (вони займають поглиблення на схилах гір і зазвичай не виходять за межі снігової лінії), **льодовики гірських вершин** (поширені в жаркому поясі, займають тільки найвищі вершини, невеликі за площею) і **висячі льодовики** (утворюються на порівняно крутих схилах, неначе висять на схилі. Якщо лід досягає крутого обриву, то обламається і падає шматками в долину).

Долинні льодовики розвиваються при подальшому розвитку первинних льодовиків, кожний з який збільшується за площею та потужністю, і вони з вершин, схилів і карів стікають униз по долинах і перетворюються в долинні. Це найхарактерніша форма заледеніння гірських країн помірного поясу. Долинні льодовики бувають різного виду: наприклад, в Альпійській системі гір вони складаються з одного могутнього язика, у горах Кавказу могутній основний язик має численні притоки, у Гімалаях маса могутніх язиків, зливаючись, утворює деревоподібну форму. Усі долинні льодовики розвантажуються

за рахунок виходу язика за снігову лінію в теплу зону, де і відбувається його танення (рисунок 13.2).

Покривні льодовики утворюються в субполярних і полярних поясах. Зростання маси льодовиків приводить до того, що вони усе сильніше покривають поверхню і глибше ховають під собою рельєф. Поверхня льоду пласко-опукла, тому покрив називається **крижаним щитом**. Іноді з крижаного панцира виступають шпилі вершин гір або особливо високі і гострі гребені хребтів (о. Шпіцберген).

Покривними льодовиками укриті Антарктида й острови Північного Льодовитого океану (рисунок 13.3).

Материкові покривні льоди диференціюються в процесі плину: в одних місцях лід рухається відносно швидко, в інших - майже нерухомий. Льодовики, що рухаються, розташовані на краях щитів, називаються **вивідними**. Вони можуть починатися в глибині льодовикового покриву і висуватися в море у вигляді крижаних язиків. Під впливом сили тяжіння краї цих льодовиків можуть обламуватися у вигляді величезних крижин. Вони одержали назву **айсбергів**.

Для Антарктиди характерні **шельфові льоди** - край льодовикового щита, що висунувся в море і частково спирається на обмілини, острови, скелі, а частково плавучий (у льодовику Росса близько 40 км). Плоска його поверхня обривається в море крижаною стіною, її часто називають **крижаним бар'єром**. Так, крижаний бар'єр льодовика Росса тягнеться на 950 км і досягає висоти 50 м.

У північній півкулі осередками утворення айсбергів служать Гренландія і Північна Земля. Підхоплені течіями айсберги виносяться в помірні широти до 40° і там тануть.

Арктичні айсберги відрізняються від антарктичних. Їх поверхня нерівна, гороподібна, довжина кілька кілометрів,

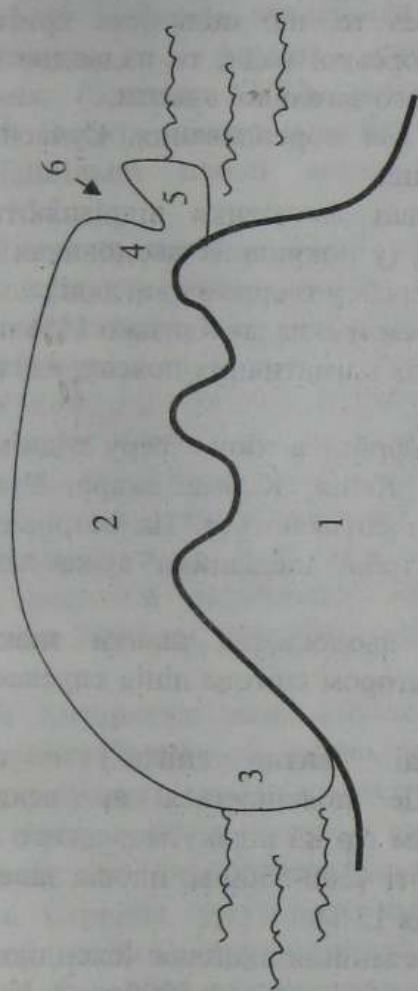


Рисунок 13.3 – Покривний льодовик полярного острова: 1 – острів; 2 – льодовий щит; 3 – шельфовий льодовик; 4 – вивідний льодовик; 5 – айсберг, що відколовся; 6 – тріщина в льодовику

висота в середньому 70 м, іноді 100 м над водою. Антарктичні айсберги, будучи уламками величезного крижаного щита, мають плоску столову поверхню, довжину до 100 км, висоту над водою 100, 300, іноді 500 м. Через те, що щільність криги лише набагато менше щільності морської води, то надводна частина айсберга складає тільки 1/5 його загальної висоти.

Айсберги небезпечні для мореплавання. Сучасні судна оснащені засобами їх виявлення.

Таким чином, покривні льодовики відрізняються від гірських видом своєї витрати (у покривних льодовиках витрата відбувається за рахунок айсбергів у твердому вигляді).

Сучасне зледеніння Землі складає близько 11% поверхні суші. Вічні сніги і льоди в усіх кліматичних поясах, але в різних кількостях.

У жаркому поясі в Африці в хіоносферу піднімаються тільки найвищі вершини – Кенія, Кіліманджаро, Рувендорі. Нижче 4500 м льодовики не спускаються. На островах Нової Зеландії, на Південному острові зледеніння дуже велике. В Австралії льодовиків немає.

У тропічних Андах льодовикові шапки знаходяться тільки вище 6000 м. Під екватором снігова лінія спускається до 4800 м.

Гімалаї (у перекладі “житло снігів”) є областю могутнього заледеніння. Це пояснюється як величезною висотою, так і розташуванням гір на шляху морського мусону. Снігова лінія лежить на висоті 4500-5500 м, площа заледеніння перевищує 33000 км² (таблиця 13.1).

У помірному поясі зледеніння охоплює Ісландію (11% її території), Скандинавію (площа зледеніння 5000 км²), Камчатку, окремі льодовики знаходяться в горах Бирранга, Верхоянському та Черському хребтах, на Коряцькому нагір'ї.

Аляска – один з найбільш могутніх районів зледеніння в Північній Америці. Залежно від кількості опадів снігова лінія піднімається від 300 до 2400 м. У Кордильєрах, до півдня від Аляски, зледеніння поступове зменшується і до 37° півн.ш. льодовики зникають.

Альпи – найбільш типова гірська система з долинними льодовиками, батьківщина гляціології. Снігова межа знаходиться на висоті 2500-3300 м, кількість льодовиків – близько 1200. Центрами зледеніння є головні вершини Альп.

Кавказ, як і Альпи – система могутнього гірського зледеніння (близько 2200 льодовиків загальною площею 1780 км²). Висота снігової межі близько 3000 м.

Найбільші площі зледеніння гір Азії показані в таблиці 13.1.

Південна частина Південної Америки та о. Вогненна Земля одержують багато опадів і мають значне зледеніння. Снігова межа лежить на висоті 600-900 м. Багато льодовиків досягають моря.

У холодних поясах – царство вічних снігів і криг: це льодові зони Землі. На островах Арктики більш могутнє зледеніння спостерігається в атлантичній частині і поступово зменшується в напрямку до Берингової протоки.

Гренландія має 83% своєї площі, покритої льодовиками. Острів покритий величезним крижаним щитом довжиною більше ніж 2400 км, середня товща його 1500 м, а найбільша 3400 м.

В Антарктиді межа хіоносфери лежить на рівні моря, зледеніння тут настільки велике, що лід покриває весь материк, захоплює прилеглі до нього острови, заповнює протоки між ними і переливається у море у вигляді шельфових і плавучих льодовиків. Тут зосереджено більше ніж 90% усіх льодів суші планети. Середня потужність льоду 1720 м, а максимальна перевищує 4000 м. Антарктичний льодовиковий покрив існує, вірогідно, з неогену, то скорочуючись, то збільшуючись.

Під режимом льодовиків розуміють характер зміни його об'єму і форми, що проявляється в наступанні та відступанні льодовика.

У періоди позитивного балансу льодовиків (коли акумуляція снігу більше, ніж танення язика [утворення айсбергів]), вони збільшують свою площу. Про це явище говорять: „льодовик наступає”. І навпаки, у період негативного

балансу (витрата більше, ніж прихід) льодовик „відступає”. Ця закономірність має кліматичну причину. Так, „наступання” льодовиків пов'язано з періодами прохолодної і вологої погоди, а „відступання” - з дуже теплою та сухою.

Розрізняють два роди коливання льодовиків: а) незначні, у межах однієї кліматичної епохи; б) грандіозні розростання льодовиків аж до появи материкових льодів на територіях, що в інші геологічні періоди від них були вільні. Час такого розширення льодовиків називається **льодовиковою епохою**. Історична геологія доводить, що наша біосфера пережила кілька великих материкових зледенінь як періодичні явища. Останнє, четвертинне зледеніння, мало чотири льодовикових епохи. Одне з них, „дніпровське”, охоплювало велику територію сучасної України, його південна точка доходила по долині Дніпра до Дніпропетровська. Геологи відзначають досить твердий зв'язок зледенінь із внутрішніми процесами, що відбувалися на Землі – з гороутворенням, підйомом значних ділянок Землі в хіносферу уже сприяв зниженню температури. Крім того, підняття континентів супроводжується скороченням площі океанів, у результаті чого змінюється циркуляція атмосфери і гідросфери. У зв'язку з активним гороутворенням в атмосферу була викинута величезна кількість пилу, що різко знизило приплив сонячної радіації до поверхні і знизило температуру повітря, за розрахунками М.І. Будико, до 9-10°C, що і викликало розростання льодовиків.

Рух льодовиків виявляється в переміщенні самих мас льоду. Завдяки пластичності лід виявляється текучим і під дією сили ваги і тиску повільно переміщається під ухил.

Рухові льодовика сприяють його велика потужність, ухил поверхні і відносно підвищена температура повітря (і льоду), так зване „водяне змащення” біля ложа. Могутні льодовики рухаються швидше малопотужних, крутопадаючі – швидше пологопадаючих, удень, улітку льодовик рухається швидше, ніж вночі й узимку.

У товщі льодовика максимальні швидкості руху відзначаються на поверхні в центральній частині льодовика.

Зазвичай швидкості руху льодовиків незначні і вимірюються сантиметрами на добу. Тимчасове прискорення руху льодовика називають **переміщенням**, або **сьорджем**. Таким переміщенням піддаються так звані „пульсуючі” льодовики, що зазвичай мають незначні швидкості руху, але в окремі періоди різко прискорюють свій рух (до 100 м/добу). Істотне значення в зменшенні тертя може мати скупчення в ложі води. Такі різкі переміщення є катастрофічними, тому що їх різке висування може перегородити ріки, створюючи небезпеку прориву вод, що зібралися, і **виникнення селів**. Сель – водно-грязьовий потік, що рухається з великою швидкістю вниз по долині ріки, змітаючи усе на своєму шляху.

Крім того, різкі переміщення льодовиків можуть викликати активне танення язика льодовика, утворення великої маси води перед мореною і виникнення озера і його паводка, і, як наслідок, селя. Саме такі явища відбуваються в басейні р. М. Алмаатинка в літній період, коли проривається моренне озеро й у долині ріки формується катастрофічний сель. У результаті для захисту стадіону Медео й самого міста, була побудована протиселева гребля.

Багаторічною мерзлотою називають товщу гірських порід з негативною температурою, стійкою протягом тривалого часу. Область мерзлих ґрунтів охоплює територію Канади і Росії і займає майже 25% усієї території суші (у Росії це 47% площі держави). У Канаді вічномерзлі ґрунти поширені до широти 60° півн.ш., району Гудзонової затоки, що одержала назву „мішок з холодом”, вона опускається до 55° паралелі. На Європейській частині Росії мерзлота розвинута порівняно мало: по крайній півночі Кольського півострова і далі до сходу на гирло р. Мезені до основи півострова Ямал, в Азіатській частині вона опускається до гирла ріки Нижня Тунгуска, звідси вона йде ще глибше на південь уздовж Єнісею, опускаючись до о. Байкал, і далі до сходу по 52-55° паралелі охоплює за незначним винятком усю територію Східного Сибіру Росії (крім Примор'я і півдня Камчатки). У північній частині цієї території потужність багаторічного шару дуже велика і перевищує 500 м (на

узбережжя Хатангської затоки до 800 м), до півдня вона зменшується до 60-15 м.

Товща багаторічних мерзлих порід повсюдно характеризується переривчастістю, вона поділена на окремі масиви ділянками або смугами немерзлих порід, так званими „таликами”. Під смугами стоку (річки або ґрунтові води) багаторічної мерзлоти немає або вона залягає набагато глибше і ґрунт має позитивні температури. Температура шару мерзлоти змінюється від $-0,1^{\circ}$ до $-1,2^{\circ}$ залежно від комплексу умов (рельєф, рослинність, сніжний покрив тощо).

Щодо походження багаторічної мерзлоти існують два протилежних погляди. Одні вважають, що вона являє собою релікт (залишок) льодовикового періоду і сьогодні поступово зникає, інші – що вона є продуктом сучасного клімату. Численні знахідки вимерлих тварин, що дуже добре збереглися, свідчать про те, що мерзлота має значну стародавність і, головне, що колись вона була безупинною наявністю могутніх шарів викопного льоду, що залягають на глибинах до 10-13 м і під товщею льодовикових наносів, також вказує на те, що багаторічна мерзлота існувала безупинно з льодовикової епохи. Є і ряд фактів, що вказують на деградацію багаторічної мерзлоти в нашу епоху. Так, 150 років тому мерзлота спостерігалася в районі гір Мезен, а сьогодні вона трапляється лише в 40 км північніше. Багаторічна мерзлота в епоху четвертинного заледеніння мала значно більше поширення, до теперішнього часу значно відступила на північ і зберігається лише в тих районах, де вона могла б розвиватися й у сучасних умовах. Отже, клімат сприяє не тільки збереженню багаторічної мерзлоти, але й активному її утворенню; про це свідчить виникнення мерзлоти у відвалах старательських робіт, у дельтах рік тощо. В останні 15-20 років спостерігається відступання межі мерзлоти до півночі як у Євразії, так і в Північній Америці, що очевидно пов'язано із загальним потеплінням клімату на планеті. Чималу лепту у відступання площі мерзлоти до півночі вносить людина. Так, у районі Байкало-Амурської магістралі

мерзлота сьогодні виявляється окремими плямами, а ще в період будівництва БАМу вона займала площу в 3-4 рази більшу.

Вище багаторічного шару розташовується шар сезонної мерзлоти, що відтає в теплий час року. Його потужність залежить від погодних умов і досягає від 20-30 см до декількох метрів. При глибокому відтаванні між шаром багаторічної і сезонної мерзлоти може утворитися шар порід, що не замерзають. Поверхневий шар, що розмерзається, як правило, пересичений вологою, особливо в перші місяці літа, і стає дуже чутливим, який легко еродується, особливо в умовах схилів.

Наявність багаторічної мерзлоти істотно позначається на режимі рік великої території північних регіонів. Це насамперед виявляється у винятково слабкому ґрунтовому живленні рік, з настанням морозів ґрунти тут промерзають і виходу підземним водам немає. Звідси однією з характерних рис режиму є виняткове маловоддя рік зони багаторічної мерзлоти в холодний період року аж до повного перемерзання і припинення стоку навіть на досить великих ріках.

Лекція 14 ПІДЗЕМНІ ВОДИ, ЇХ ВИДИ. КЛАСИФІКАЦІЯ ВОД ТА ЇХ РЕЖИМ

У земній корі знаходиться велика кількість води – фізично і хімічно пов'язаної, вільної, гравітаційної, капілярної, у вигляді водяної пари і льоду. Однак тут ми розглядаємо підземні води як частину нашої геосистеми, що входять у компонент «гідросфера». Тому в даному випадку **підземними водами** будемо називати води, що містяться в земній корі, які активно взаємодіють з атмосферою і поверхневими водами і беруть участь у кругообігу води на Землі.

За сучасною уявою підземні води за походженням можуть бути **екзогенними** (їх джерело – водні об'єкти на поверхні суші і волога атмосфери) і **ендогенними** (їх джерело – сама літосфера).

Екзогенні води надходять у литосферні шари за допомогою **інфільтрації** – повільного, ламінарного руху по порях під дією капілярних і гравітаційних сил. Якщо в ґрунтах наявні тріщини і досить великі порожнини, то вода проникає вниз за допомогою турбулентного руху – інфлюації. Простір у порях порід, не заповнений водою, займають повітря і водяна пара, що може конденсуватися й утворювати воду.

Ендогенні підземні води утворюються в гірських породах у результаті дегідратації мінералів (так звані „відроджені”) або надходять з магматичних осередків, зокрема в районах сучасного вулканізму (їх називають „ювенільними” водами). Як правило, усі води, утворені екзо- та ендогенними причинами, у ґрунтах змішуються. Таким чином, кількість води у шарах ґрунту залежить від кількості пір і пористості. Відношення сумарного об’єму пор (V_n) до об’єму всієї породи (V) називають пористістю. Пористість залежить від величини часток породи, їх відсортованості і розташування. Найбільша пористість у зернистих порід з однаковою величиною часток, що їх складають. Найменша – у порід, що складаються із зерен різної величини, у цьому випадку дрібні частинки заповнюють пори між великими і вільного простору тут залишається дуже мало. Пористість глин 40-50%, лесів 40-55%, пісків 30-40%, піщаників 25%, вапняків 0,6-16%.

Від пористості залежить **вологоємність** породи – її здатність уміщати воду. Кількість води, що міститься в ґрунті, називається її **вологістю**. Вологість не може бути більше вологоємності.

Підземні води є важливою ланкою кругообігу води на материках і відіграють помітну роль у балансі і режимі природних вод і розчинених у них речовин на Землі.

Підземні води, що знаходяться в земній корі, за умовами залягання можна поділити на води зони **аерації**, **ґрунтові** і води **міжпластові** (напірні, або артезіанські і ненапірні).

Води зони аерації містять у собі **ґрунтові** і **верховодку**.

У зоні аерації вода має обмежене поширення і тимчасове існування. У незаповнених порях циркулює повітря. Ґрунтова

вода невіддільна від самого ґрунту. Вона залягає біля самої поверхні, не має водоупору і називається **підвішеною**.

Уже зазначалося, що хімічно і фізично пов'язані води не беруть участі у кругообігу води, тому тут не розглядаються. Ґрунтові води в основному в гідрології розглядаються у двох видах: капілярна і гравітаційна (вільна).

Капілярна вода утворюється після заповнення капілярів у грудочках ґрунту і переміщується під дією капілярних сил. Капілярну воду поділяють на три підвиди: **капілярно-підвішену**, яка утворюється у верхній частині ґрунтового шару, що живиться атмосферними опадами; **капілярно-підняту**, що розташовується у вигляді капілярної зони (облямівки) над рівнем підземних ґрунтових вод і тісно з ним пов'язану; **капілярно-роз'єднану**, що знаходиться в середній товщі ґрунту і не пов'язана ні з поверхнею, ні з ґрунтовими водами.

Капілярні води є основними водами, що використовують рослини. Вона може переміщатися як нагору по капілярах, так і вниз. Піднявшись до поверхні, вона випаровується, а опустившись до рівня ґрунтових вод, вона поповнює їх.

Гравітаційна вода утворюється в результаті заповнення пор, порожнеч і тріщин унаслідок сніготанення або випадання дощу. Переміщається вона під дією сили ваги тільки вниз. Об'єм вільної води в насиченому водою ґрунті залежить від його гранулометричного складу, кількості і розміру пор.

У ґрунтах з великими порами (галька, гравій, пісок) вільна (гравітаційна) вода – головний вид підземних вод. У глинах, не зважаючи на велику пористість унаслідок малого розміру пор, вільної води мало, тут переважає капілярна вода. Водопроникність ґрунтів характеризує **коефіцієнт фільтрації**. Він залежить від кількості і розміру пор, від властивостей фільтруючої рідини і виражається в одиницях швидкості: мм/хв, іноді м/годину або м/добу. Орієнтовані значення коефіцієнта фільтрації для деяких ґрунтів наведені в таблиці 14.1.

Таблиця 14.1 – Коефіцієнти фільтрації деяких видів ґрунту

Назва ґрунту	Коефіцієнт фільтрації, м/добу
Галечник	100-200
Пісок з галькою	50-100
Пісок грубозернистий	15-50
Пісок середньозернистий	5-15
Пісок дрібнозернистий	1-5
Супісь	0,1-0,5
Суглинок	0,1-0,15
Глина	0,001-0,0001 і менше

Проникнення дощової або поталої води з поверхні землі в зону аерації характеризується швидкістю інфільтрації, мм/хв. На першій стадії вона досягає невеликих значень. У міру заповнення пор водою вільне просочування переходить у нормальну фільтрацію і її швидкість істотно зменшується у межах коефіцієнта фільтрації.

Зі зникненням джерела води зона аерації поступово стікає під дією сили ваги і поповнює ґрунтові води.

Верховодка – тимчасове скупчення підземної води над місцевим водоупором (морена, ілювіальний горизонт, змерзлі зцементовані ґрунти тощо), яке має обмежене поширення (рисунок 14.1). Вона утворюється у результаті просочування дощових і поталих вод, стікає і випаровується. Рівень верховодки різко коливається, у сухий час року вона може взагалі зникнути. Неглибоке залягання, погана фільтрація часто пояснюють сильне забруднення верховодки, тому її використання в побутових цілях не допускається. Потужність верховодки зазвичай дорівнює 0,4-1,0 м, рідко досягає 2-5 м.

Ґрунтові води і верховодка зазвичай прісні, однак у болотних і торф'яних ґрунтах ці води можуть мати застійний режим і високу концентрацію кислот органічного походження.

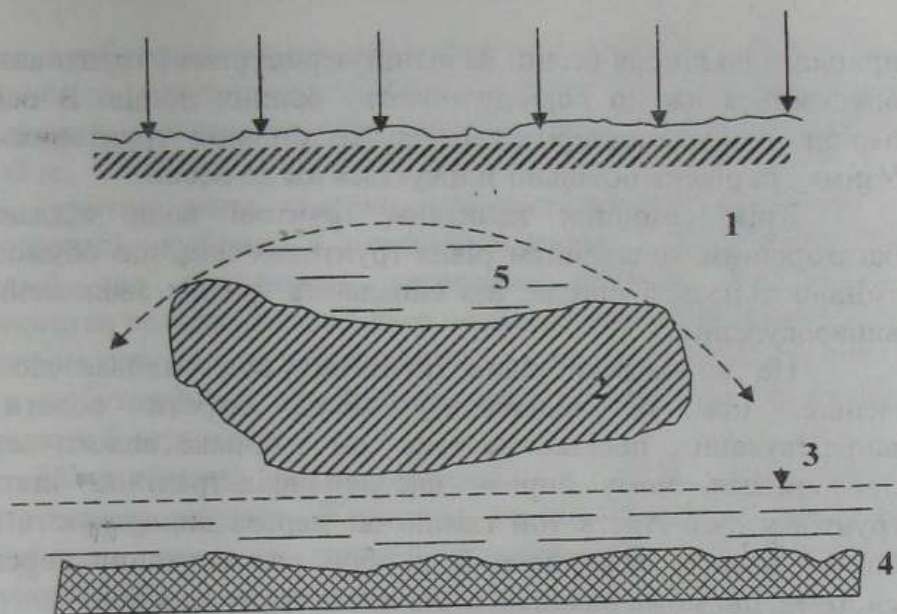


Рисунок 14.1 – Лінза морени у ґрунті з верховодкою: 1 – водопроникні ґрунти; 2 – морена суглинна; 3 – рівень ґрунтових вод; 4 – водотривкий шар; 5 - верховодка

Ґрунтові води – це підземні води першого від поверхні постійно існуючого водоносного горизонту, що залягає на першому водотривкому шарі. Ці води мають вільну поверхню, яка називається **рівнем (дзеркалом) ґрунтових вод**. Вони живляться шляхом інфільтрації через зону аерації атмосферних опадів, поталих вод, фільтрації вод водотоків і водойм і конденсації водяної пари. Ґрунтові води поширені майже повсюдно, тяжіють до пухких четвертинних відкладень, беруть участь у живленні поверхневих вод, легко доступні для практичного використання й існують тривалий час. Шари порід з ґрунтовими водами називають **водоносними горизонтами**. Потужність водоносного горизонту розглядається як відстань від поверхні водотривкого шару до дзеркала ґрунтових вод.

Висота залягання дзеркала ґрунтових вод неоднакова по сезонах і її зміна може досягати декількох метрів. В умовах континентального клімату найвища висота стояння рівня

припадає на кінець весни. За літній період рівень ґрунтових вод опускається аж до періоду початку осінніх дощів. В осінній період знову спостерігається деяке стояння ґрунтових вод. Узимку їх рівень повільно знижується аж до весни.

Крім сезонних коливань, ґрунтові води піддаються багаторічним коливанням рівня ґрунтових вод, що обумовлені зміною кількості опадів, що випадають (ритми зволоження), і випаровування.

На положення рівня ґрунтових вод впливає ліс. Тут менше, ніж на відкритому місці, втрати вологи на випаровування, повільніше тоне сніг і більше вологи встигає просочитися, чому сприяє висока інфільтраційна здатність ґрунтів у лісі. Але в той самий час дерева випаровують дуже багато вологи, забираючи її в обрії розташування кореневої системи, що може викликати зниження ґрунтових вод.

Поверхня дзеркала ґрунтових вод звичайно слабохвильова з ухилом у напрямку до знижень рельєфу (у річкові долини, балки, озера тощо). Ґрунтові води фільтрують у бік знижень, утворюючи ґрунтові потоки. Швидкість переміщення ґрунтових вод у грубозернистих пісках 1,5-2,0 м/добу, у суглинках 0,3-0,5 м/добу і лесах 0,1-0,3 м/добу.

Хімічний склад і ступінь мінералізації ґрунтових вод залежать від складу порід, що їх вміщують, і живильних вод, глибини залягання і кліматичних умов. Чим сухіший клімат, тим вищий ступінь мінералізації.

Таким чином, у зонах надлишкового зволоження з коефіцієнтом зволоження більше 1,5 (тундра, вологі тропічні й екваторіальні ліси) ґрунтові води ультрапрісні і дуже близько розміщені до поверхні; у вологих зонах (коефіцієнт 1,5-1) помірних лісів, тропічних лісів із саванами ґрунтові води прісні, високостоячі; у зонах помірного зволоження (коефіцієнт 1-0,5) – лісостепу, степу, саванах – ґрунтові води слабомінералізовані, глибоко залягають; у посушливих зонах (сухий степ, напівпустелі) ґрунтові води мінералізовані і глибоко залягають. Характерні викопні лінзи прісної води, що майже не беруть участі у вологообороті. У районах з коефіцієнтом зволоження 1 і

менше, глибина залягання ґрунтових вод залежить здебільшого від глибини залягання водотривкого шару. Так, на плакорних вододільних ділянках глибина залягання вод 25-30 м, у долинах рік 1-2 м.

Ґрунтові води широко використовуються людиною в господарстві, особливо в сільській місцевості. Тут будуються колодязі для постачання населення питною водою. До будівництва колодязів ставляться особливі вимоги для того, щоб у нього не потрапляло забруднення з поверхні у вигляді стічних вод з побутовими і технічними забруднювачами, хімічними добривами й отрутами.

Міжпластові води замкнені в шарі між двома водотривкими шарами. Живлення їх атмосферними опадами відбувається там, де верхній водотривкий шар відсутній (рисунок 14.2).

Міжпластові води поділяються на **напірні** і **ненапірні**.

Ненапірні міжпластові води не заповнюють усього водоносного шару і часто стікають по ухилу як ґрунтові. Міжпластові напірні води ще називають артезіанськими. Їх назва походить від назви французької провінції Артуа, де вперше в 1126 році з виритого колодязя забив фонтануючий потік води. Такі води утворюються в синклінальній чаші між двома водотривкими шарами, у яку вільно проникає вода з області живлення. При пробурюванні такої чаші вода може самовиливатися, але частіше її на поверхню піднімають насосами.

Геологічні структури у вигляді синклінальних чаш на рівнинах називають **артезіанським басейном**. Об'єм води в кожному артезіанському басейні обчислюється тисячами кубічних кілометрів. Найбільший на Землі – Західносибірський басейн площею 3 млн. км². Другий за величиною – Великий артезіанський басейн Австралії площею 1,8 млн. км².

Велику територію України охоплює Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн юрського, крейдяного і палеогенового періодів.

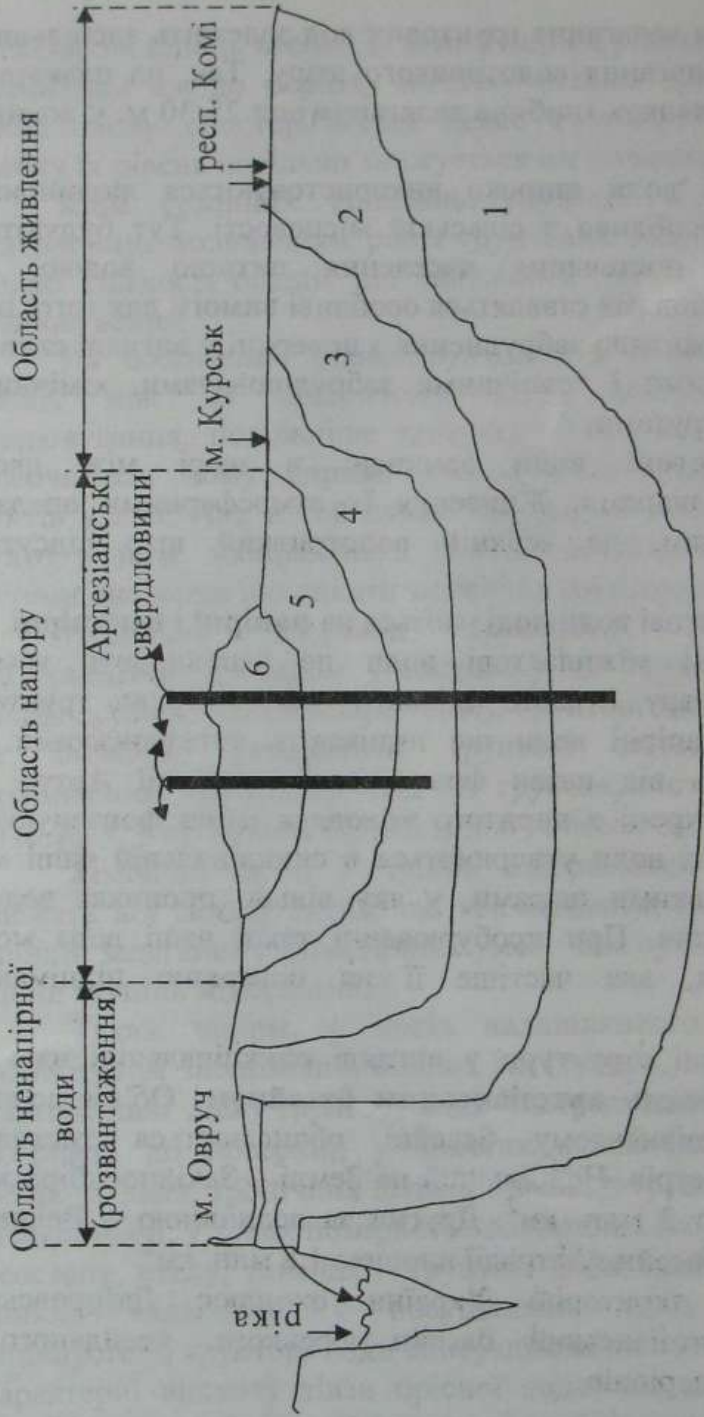


Рисунок 14.2 – Будова артезійського басейну на прикладі Дніпровсько-Донецького 1 – граніти архею; 2 – піски та суглинки девону та юри; 3 – водоупірні глини юри; 4 – піски мілу; 5 – мергельно-крейдова товща мілу; 6 – легкі суглинки кайнозою

Водоносні артезіанські шари зверху перекриті водонепроникними шарами і пов'язані з атмосферними опадами тільки по краях чаші. У кожному артезіанському басейні виділяють три області: живлення, напору і розвантаження (рисунок 14.2). В області напору гідравлічний тиск створюється завдяки нахилу шарів, по яких надходить вода з області живлення. В області живлення вода атмосферних опадів надходить у ґрунти, тому що тут м'які водоносні шари виходять на поверхню. В області розвантаження глибокі води або поступово переходять у ґрунті, або виливаються на обриві шару і живлять ріки.

На всіх глибинах артезіанських басейнів вік води різний. Часом і способом утворення їх водоносних горизонтів визначається і ступінь їх мінералізації. Хімічний склад артезіанських вод дуже різний. Верхні водоносні шари (до глибин 100-600 м) прісні або слабомінералізовані, гідрокарбонатні, це позначається впливом атмосферних опадів, що опріснюють. Глибозалеглі води являють собою мінералізовані води, а іноді – розсоли. Великий інтерес становлять мінеральні води, що мають лікувальні властивості: вуглекислі, сірководневі, радонові, залозисті тощо.

Як правило, артезіанські води високої якості, тому що вони ізольовані від забруднень і проходять довгий шлях через ґрунти до точки їх використання.

За температурою підземні води поділяються на **холодні** (від 1° до 20°), **теплі** (від 20° до 37°) і **гарячі**, або **термальні** (вище 37°). Іноді вода підземних джерел, особливо в областях активної вулканічної діяльності, досягає 80-100° (Камчатка, Ісландія). В Ісландії широко використовують такі термальні води не тільки в побутових цілях (обігрів будинків, теплиць, створення басейнів), але і для отримання електроенергії.

Джерела – природні виходи підземних вод на поверхню. Вони бувають безнапірні (спокійно виливаються), спадні і напірні (що виливаються під тиском), висхідні. Безнапірні джерела утворюються на обриві водоносного шару в яру, балці, долині ріки, у горах, на місці зрізу водоносного горизонту по

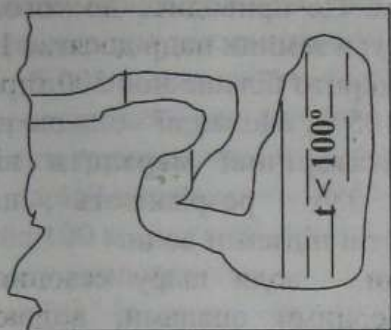
площині чи скидання в місцях природного закінчення водоносного горизонту, зазвичай на положистих схилах. Такі джерела численні і значно поширені.

Напірні джерела – артезіанські, багато з них, як уже зазначалося, такі, що самовиливаються. Рідше трапляються напірні джерела – періодично фонтануючі – гейзери (з ісландського „гейза” – заюшити, бушувати). Ці своєрідні джерела належать до областей недавнього або сучасного вулканізму, де магматичні вогнища розташовані неглибоко і створюють особливі геотермічні і гідрогеологічні умови. Гейзери чимось нагадують діючі вулкани, що ритмічно викидаються. Відмінність полягає у тому, що замість попелу, газів і лави вони викидають пару і гарячу воду. Інтервали між цими виверженнями строго однакові і залежать від форми каналу, що з'єднує підземний резервуар пари й окропу з поверхнею. Вода накопичується у вертикальній частині каналу гейзера і врівноважує тиск пари в резервуарі. Від цього частина води в нижній частині водяної пробки перегрівається, зростаючий при цьому тиск пари видавлює частину води за коліноподібний вигин, що, у свою чергу, приводить до різкого падіння тиску в резервуарі. Майже миттєво вода, що знаходиться в ньому, перетворюється в пару, що із силою викидає усю воду з вертикального каналу в повітря, утворюючи фонтан гейзера (рисунок 14.3).

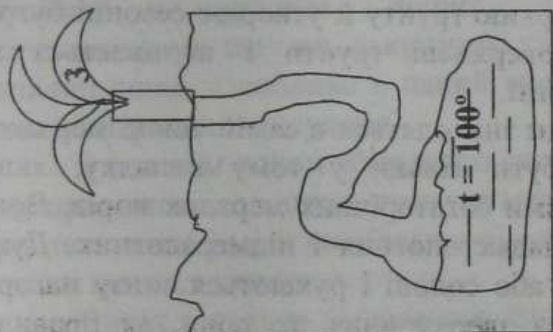
Фонтануючі пара і вода охолоджуються і, потрапляючи назад у канал, знижують температуру води у верхній частині вертикального каналу. На цьому виверження припиняється до наступного етапу перегріву.

Класичним прикладом масового розвитку гейзерів є Долина десяти тисяч димів на Алясці. Її походження обумовлене могутнім виверженням вулкана Катмая (1912 р.). У цій долині довжиною близько 25 км є десятки тисяч парових струменів, що б'ють із тріщин. Багато з них викидають пару на висоту 100-200 м.

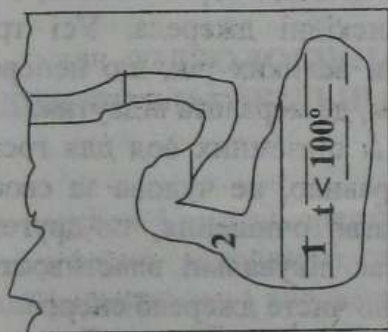
На відміну від звичайних змін температури з глибиною у вулканічних районах підвищення температури на 1°C



в



б



а

Рисунок 14.3 – Стадії роботи гейзера: а – стадія наповнення гейзера водою та паром; б – стадія фонтанування (викид води з коліна гейзера паром); в – стадія заповнення гейзера водою і початок утворення пари; 1 – вода; 2 – пара; 3 – фонтан гарячої води та пари

відбувається через 0,5-2 м. Це приводить до того, що вже на глибині 50-100 м температура земних надр досягає 100° і більше. Так, у районі Камчатки відкрито більше ніж 500 гарячих джерел з температурою від 80 до 105°C, в Ісландії - більше ніж 7000.

Підземні води багаторічної мерзлоти відрізняються великою розмаїтістю. Тут розрізняють надмерзлотні, міжмерзлотні та підмерзлотні підземні води.

Надмерзлотні води – води шару сезонної мерзлоти. Вони живляться атмосферними опадами, водою ґрунтових льодів, що тануть улітку, нерясні і звичайно слабомінералізовані. При замерзанні ці води, розширюючись, натискають на ще не замерзлу воду, що знаходиться під ними. Ця вода накопичується у місцях з меншим тиском, а потім, замерзаючи, здимає поверхню ґрунту й утворює сезонні бугри. Іноді вона прориває поверхневі ґрунти і виливається на поверхню, утворюючи **полії**.

Міжмерзлотні води знаходяться в самій товщі мерзлоти і намерзлими можуть бути тільки у тому випадку, якщо переміщаються між блоками багаторічних мерзлих порід. Вони здійснюють зв'язок вод надмерзлотних і підмерзлотних. Дуже часто ці води солонуваті або солоні і рухаються знизу нагору. Якщо їх рух відбувається зверху вниз, то вони, як правило, прісні і їх якість схожа з надмерзлотними.

Підмерзлотні води ніколи не замерзають і часто мають напір. Ступінь їх мінералізації різний, температура з глибиною підвищується. Живляться ці води через талики, а виходячи на поверхню, утворюють висхідні джерела. Усі три типи вод взаємодіють під долинами великих рік, що неперемежають, в улоговинах озер, тобто там, де мерзлота відсутня.

Великим є значення підземних вод для господарювання людини. По-перше, як правило, це чудова за своєю чистотою питна вода, що не вимагає очищення, по-друге, у багатьох випадках це вода, що має лікувальні властивості. Термальна вода – своєрідне екологічно чисте джерело енергії.

Однак у ході витягування води зі шпар навколо них виникає зниження рівня підземних вод у результаті дуже

повільного поповнення новими порціями води в підземних шарах. Зниження рівня підземних вод називається депресивною лійкою. Чим більше швидкість відкачування, тим більше це зниження. У результаті багаторічного відкачування води зі шпар поверхневі шари ґрунту починають просідати, так, у Москві таке „просідання шарів” відзначають до 50-95 м, у Парижі – на 125 м, у Лондоні – на 100 м. Активні просідання шарів ґрунту в Мехіко привели до ряду землетрусів.

В Україні сьогодні на підставі вивчення кількості підземних вод затверджені експлуатаційні запаси в кількості 14,7 м³/с, що складає більше ніж 90% підземних вод, які можна відбирати.

Друга проблема – забруднення підземних вод, що виникає в районах старих неексплуатованих шпар, відпрацьованих шахтах, закинутих кар'єрах розробки корисних копалин тощо. Особливо в даний момент страждають ґрунтові води до першого водоупора.

З кожним роком збільшується населення Землі, а прісних вод, придатних для пиття, стає усе менше. У результаті розвитку промисловості і міст усе більша кількість рік перетворюється в потоки непридатних вод.

Вихід з такого положення для людства – насамперед у широкому використанні підземних вод. А це вимагає організації охорони, регулювання і керування цією найважливішою копалиною, розширення штучного відтворення підземних вод.

Лекція 15 ГІДРОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА УКРАЇНИ. ДНІПРО – НАЙБІЛЬША РІКА УКРАЇНИ

Водні ресурси України представлені ріками, штучними каналами, озерами і водоймами, підземними і болотними водами. Вони формуються з місцевого стоку і стоку складних територій по р. Дунаю, Дніпру і його притокам, Сіверському Донцю. Ріки України одержують живлення за рахунок поталих

вод навесні (до 60-70% усього стоку), підземних вод і деяку кількість води вони одержують безпосередньо за рахунок дощів. В середньому за водністю рік на території України формується $49,9 \text{ км}^3$ і надходить із суміжних територій 159 км^3 води, загальна кількість $208,9 \text{ км}^3$. Так, по Кілійському рукаву Дунаю приходить 123 км^3 води, однак використані дані запаси Дунаю не можуть бути використані через його малу довжину по території України (декілька кілометрів).

Більшість рік впадає в басейни Чорного й Азовського морів і тільки 4,4% - у басейн Балтійського моря. Найбільша кількість рік припадає на басейн Дніпра (27,7%), Дунаю (26,3%), Дністра (23,7%) і Південного Бугу (9,3%). З 4011 рік довше 10 км більше ніж $2/3$ (73,3%) відносяться до групи річок довжиною менше ніж 25 км, 23,4% складають ріки довжиною від 26 до 100 км і тільки 3,3% рік мають довжину більше ніж 100 км.

Густота річкової мережі коливається по території в значних межах, що обумовлюється багатьма природними факторами (клімат, висота місцевості над рівнем моря, характер рельєфу, геологія району, характер рослинності). Коефіцієнти густоти річкової мережі найбільших значень досягають у Карпатах – до $2,5 \text{ км/км}^2$. У басейні Дністра і південного Бугу значення коефіцієнтів густоти річкової мережі зменшуються від 1 до $0,2 \text{ км/км}^2$, у басейні Дніпра коефіцієнти змінюються від $0,59$ (р. Тетерів) до $0,18 \text{ км/км}^2$ (р. Інгулець). Середній коефіцієнт густоти річкової мережі по Україні $0,25 \text{ км/км}^2$.

Найбільш великою рікою (з водоносністю $1663 \text{ м}^3/\text{с}$) є Дніпро, що протікає з півночі на південь і ділить територію України на Правобережну і Лівобережну частини. Потім йде Дністер ($274 \text{ м}^3/\text{с}$), частина середньої течії та гирла його перебуває в межах Молдавії. До категорії великих рік відносяться Дністер ($330 \text{ м}^3/\text{с}$), Сіверський Донець ($159 \text{ м}^3/\text{с}$) і Південний Буг ($137 \text{ м}^3/\text{с}$). Ріки Західний Буг, Тиса, Прут, Прип'ять, Тетерів, Десна, Псел і Ворскла відносяться до середніх.

Дніпро – друга після Волги за величиною площі водозбору ріка Східно-Європейської рівнини.

Він бере початок в Смоленській області з мохового болота на висоті 220 м над рівнем моря. Протікаючи через територію Беларусі, Росії й України, Дніпро збирає води з великого басейну площею 503 тис.км². Довжина ріки від джерела до впадання в Дніпровсько-Бугський лиман Чорного моря, складає 2285 км (по Україні - 981 км). Разом зі своїми притоками на його басейн припадає близько 60% усіх водних ресурсів України.

Дніпро прийнято поділяти на три ділянки: верхня – від джерела до м. Києва, середня – від м. Києва до м. Запорозжя і нижня – від м. Запорозжя до гирла (рисунок 15.1).

Верхній Дніпро охоплює велику частину басейну (приблизно 65%), розташовану в лісовій зоні, і яка характеризується найбільш розвинутою річковою мережею.

На територію України Дніпро вступає трохи південніше від м. Лоева. Тут ріка має широку долину, що досягає місцями 10 км, і протікає серед лугів і боліт. Тут Дніпро приймає свої найбільш великі притоки: Березину, Сож, Тетерів, Прип'ять і Десну.

Між Прип'яттю і Десною побудоване Київське водосховище. Ухили ріки 0,01-0,02 м/км (р. Тетерів – р. Ірпінь).

Характерною рисою середнього Дніпра є різко виражена асиметрична долина, правий корінний берег якої високий і крутий, а лівий – пологіший і низинний. Головними притоками Дніпра є Сула, Псел, Ворскла. Протягом 90 км ріка перетинає Український кристалічний щит. Тут знаходилися знамениті Дніпровські пороги, що сьогодні майже усі сховані водами Дніпровського водосховища (гребля ГЕС у м. Запоріжжі створила напір майже 40 м). На ділянці Дніпропетровськ – Запоріжжя ухили ріки найбільші і складають 0,20-0,35%. Крім того, на цій ділянці ще утворене Канівське (із греблею в м. Каневі), Кременчуцьке (із греблею в м. Кременчуці) і Дніпродзержинське водосховища. З них найбільшу площу

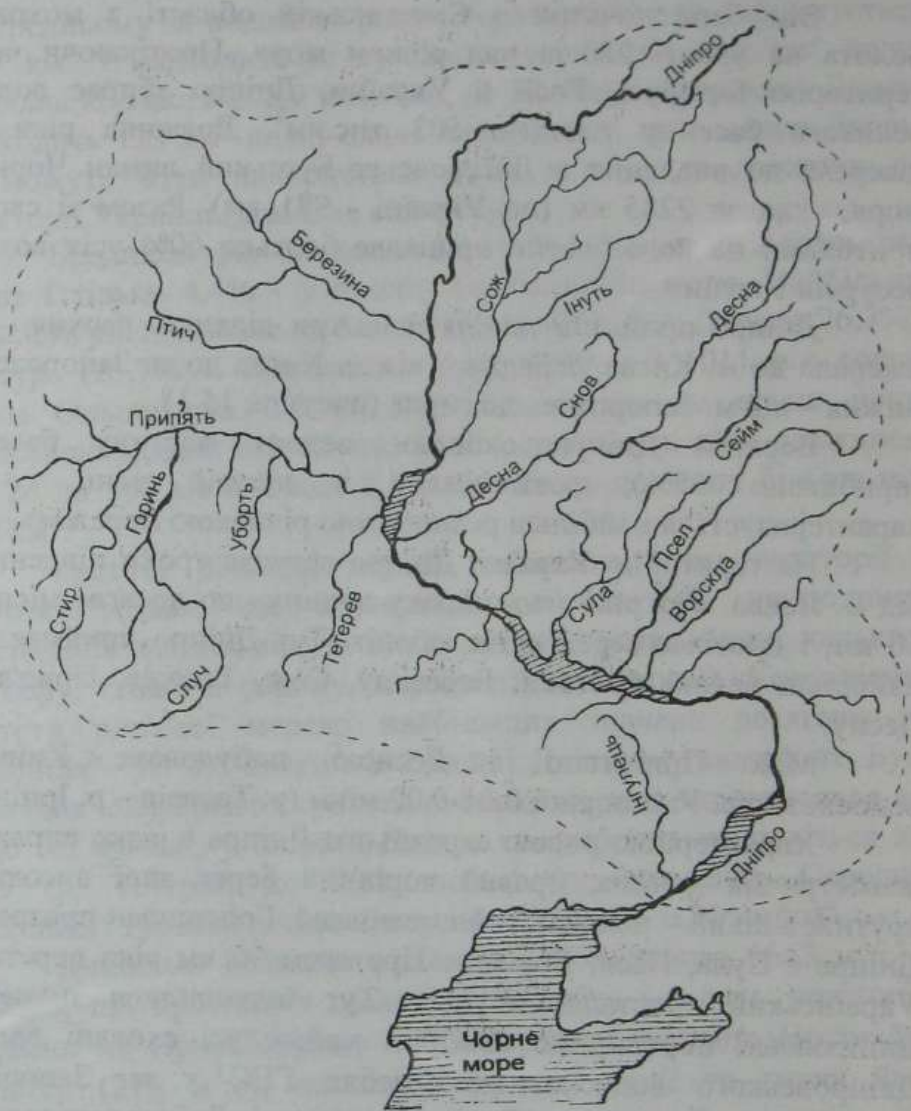


Рисунок 15.1-Річкова система р. Дніпро

займає Кременчуцьке водосховище, але воно є самим мілким. Ширина водного дзеркала тут збільшилася в багато разів – до 30 км. Затоплення змінило ландшафти долин – замість луків, косовиць і чагарників, лісових угідь з'явився водний простір, що переходить в болота, що їх оточують. Сьогодні тут застосовуються заходи для обвалування багатьох земельних масивів, міських і промислових територій для зниження негативних наслідків затоплення. Необхідно зазначити, що коливання рівнів у водосховищах навесні – початку осені на Кременчуцькому найбільше – більше ніж 3 м.

Крім того, потрібно сказати, що в результаті катастрофи на ЧАЕС радіонукліди потрапили й у воду ріки Дніпра – основне джерело питної води для 30 млн. жителів України. Забруднення діоксидом урану, йодом-131, плутонієм-139, цезієм-137, стронцієм-90 тощо у Київському водосховищі складає 7200 Кюрі, у Канівському – 2200, Кременчуцькому – 300 Кюрі.

Нижче Запоріжжя Дніпро вступає в межі Причорноморської низовини. Місцевість по обох берегах ріки має степовий рівнинний характер. Ухил ріки стає незначним (0,09-0,05 м/км), загальне падіння від Запорожжя до гирла складає всього 14 м. Русло ріки поділяється на безліч рукавів, утворюючи плоскі піщані острови, що поростили очеретом. Це так звані, **Дніпровські плавні**, що мають до 20 км у ширину й обмежені з лівого боку р. Конкою, що є межею лівої заливної заплави Дніпра. Сьогодні Дніпровські плавні на більшості території затоплені Каховським водосховищем, нижче якого ріка протікає у своєму природному руслі. Нижче м. Херсона Дніпро утворює дельту, вливаючись в Дніпровський лиман безліччю рукавів.

Маючи велику площу водозбору, Дніпро не відрізняється високою водоносністю. Середня річна витрата води його в гирлі дорівнює 1660 м³/с, що відповідає модулю стоку 3,3 л/с·км² і середньо багаторічному об'єму води за рік близько 65 км³.

Відомості про найголовніші притоки Дніпра наведені в таблиці 15.1.

Таблиця 15.1 – Головні притоки Дніпра

Ріка	Довжина, км	Площа басейну, км ²	Середня річна витрата води, м ³ /с	Середній об'єм води за рік, км ³
Березина	624	23800	125*	4,0
Сож	632	41400	215	6,9
Прип'ять	800	114000	460	14,7
Десна	1190	89200	365	11,7
Сула	457	19600	50	1,6
Псел	806	22800	53	1,7
Ворскла	494	14700	32	1,01
Інгулець	551	14900	15	0,5

Примітка - *Дані за середньою річною витратою води й об'ємом води наведені для місць впадіння рік у Дніпро

Дністер – одна з великих рік України – бере свій початок на території Західної України, на північних схилах Карпатських гір і впадає в Дністровський лиман Чорного моря на південно-захід від м. Одеси. Довжина ріки дорівнює 1410 км, по Україні 705 км, площа басейну 72000 км². У Дністра довгий і вузький басейн, затиснутий між двома суміжними ріками – Прутом і Південним Бугом; середня ширина його складає всього 50 м. Найбільш розвинута річкова мережа у верхній гірській частині басейну, далі Дністер розділяє Прикарпаття і Подільську височину. На Подільській височині Дністер і його припливи глибоко врізаються в рожеві девонські вапняки і піщаники, утворюючи каньйоноподібні долини глибиною до 100 м, а в руслі ріки – пороги і кам'яністі перекати. З правого берега в Дністер впадають повноводні притоки карпатських вод, ліві притоки мілкі, у літню пору пересихають.

У своїй нижній течії (нижче м. Тирасполя) Дністер вступає в межі Причорноморської низовини. Тут з'являється заболочена заплава, ухили зменшуються, дно русла стає піщаним, Дністровський лиман, в який впадає ріка,

мілководний, з морем він з'єднаний двома протоками або гирлами.

Незважаючи на те, що значна частина басейну Дністра розташована в лісостеповій і степовій зонах, ріка має високу водність. Середня річна витрата води її дорівнює $350 \text{ м}^3/\text{с}$, що відповідає модулю $4,6 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$. Така підвищена водність (порівняно з Південним Бугом) пояснюється розташуванням верхньої частини ріки в Карпатах. Для Дністра характерний паводковий режим, як для гірських рік.

У 1954 році на Дністрі утворене Дубосарське водосховище, що створило підпір протягом 125 км. Це водосховище руслового типу, сильно проточне (об'єм його у 18-20 разів менше об'єму річного стоку).

Південний Буг – велика ріка, яка від джерела до гирла протікає по території України. Бере свій початок у Кам'янець-Подільській області з боліт (на північний захід від м. Проскурова), тече на південний схід і до півдня від м. Миколаєва, впадає в Дніпровсько-Бугський лиман Чорного моря. Довжина ріки 857 км, площа басейну 53800 км^2 .

Протікаючи на початку в низьких болотистих берегах, далі глибоко врізається в кристалічний масив Придніпровської височини, утворюючи високі гранітні скелі, а в руслі ріки – кам'яністі пороги і бистрини. Особливо порожистий характер ріка має на ділянці від м. Первомайська до с. Олександрівки. Тут розташовані Мигейські, Богданівські та інші пороги, схили долини в цьому районі досягають висоти 90 м. Нижче с. Олександрівка ріка виходить на Причорноморську рівнину, де долина і русло стають широкими.

Басейн Півд.Бугу неначе втиснутий між басейнами Дніпра і Дністра. Він має характерну витягнуту форму і повністю розташований у межах степової і лісостепової зон. Тому ріка відрізняється невисокою водністю. Середня річна витрата води приблизно $120 \text{ м}^3/\text{с}$, що відповідає модулю стоку $2 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$.

Дунай, як було сказано вище, в Україну входить своїми низов'ями. Загальна довжина ріки становить 2850 км, площа

водозбору 817000 км². Дунай бере свій початок у Центральній Європі на висоті 678 м над рівнем моря, впадає в Чорне море на кордоні між Україною і Румунією. У межах України Дунай має довжину 174 км. При впадінні в море ріка утворює дельту, що являє собою болотисту низину з природними береговими валами, має багато притоків, озер.

Дунай відрізняється високою водоносністю. Середня річна витрата води в гирлі дорівнює 6430 м³/с. Основна маса скидається по Кілійському рукаву (до 67%). Сьогодні Кілійський рукав розмитий земснарядами, щоб морські судна проходили вище по Дунаю, тому що Дунай пов'язує багато держав Європи.

Канали створені в Україні з метою обводнювання південної і східної частин країни, що є районами з недостатнім зволоженням. З 1958 року діє канал Сіверський-Донець – Донбас, він має довжину 131,6 км і напуває водою міста Донбасу. Однак цей канал не міг забезпечити цілком потреби регіону у воді, і у 1969 році було розпочате будівництво каналу Дніпро – Донбас. Він починається від Дніпродзержинського водосховища недалеко від впадання ріки Орелі, і має довжину більше ніж 550 км.

Від берега Каховського водосховища починається канал Дніпро – Кривий Ріг (42 км), що введений в експлуатацію в 1961 році.

Для забезпечення водою Криму був побудований Північнокримський канал, що також живиться водою Каховського водосховища. Він має довжину 400 км і закінчується в Керчі.

Озер в Україні нараховується більше 20 тисяч, з них озер із площею водяного дзеркала більше 0,1 км² – близько 7 тисяч.

На узбережжях Чорного й Азовського морів знаходиться велика кількість водойм (більше 22), що називаються **лиманами**. Такі, як, наприклад, Дністровський лиман, група одеських лиманів (Хаджибейський, Куяльницький, Тилигульський, Березанський), група Дніпровсько-Бузьких лиманів, а також група лиманів на Азовському морі, з яких

найбільші – Улюкський і Молочний, більшість з них є солоними (мінеральними) озерами і представляють великий господарський інтерес для хімічної і соляної промисловості. Багато з них, маючи могутнє відкладення мулу (цілющі грязі), мають бальнеологічне значення і використовуються для лікувальних цілей (одеські лимани).

Лимани мають різний ступінь зв'язку з морем, деякі з них за наявності невеликого припливу поверхневих вод наглухо відділені від моря піщаними косами, інші зберігають зв'язок з морем через вузькі протоки – гирла (Дністровський лиман – найбільший прісноводний). Лимани, розташовані в гирлах великих рік, мають відкритий вихід до моря і вільний водообмін з ним.

Крім озер-лиманів, на узбережжях Чорного й Азовського морів існують озера типу лагун, відділених від моря косами або перевисипками. Типовими водоймами такого типу є о. Сиваш, о. Сакське, Євпаторійське, о. Сасик, Джагирлаг та ін. Сиваш – найбільше з озер України, його площа в різні сезони року і під впливом роботи вітру змінюється від 2400 до 2700 км². Справа в тому, що Сиваш штучно пов'язаний через Генічеську протоку з Азовським морем і західні вітри виганяють з нього воду, а східні – наганяють, у зв'язку з чим міняється і його солоність від 25-28‰ до 20‰. Ропа містить солі натрію, калію, магнію, брому тощо.

Найбільш солоним є озеро Донузлав (близько 90%). Площа його водної поверхні дорівнює 47 км², довжина 0 км, найбільша ширина – 4 км. Найбільша глибина досягає 25 м. Рівень озера на 1,2 нижче Чорного моря Колись воно було затокою моря, але потім відокремилася від нього піщаною перевисипкою, довжина перевисипки – 12 км, ширина 300-1000 м. У результаті відділення озера від моря концентрація солей у ньому різко підвищилася і сьогодні запаси солі в озері значні (до 30 млн.т).

Сакське озеро – найбільш відоме з всіх озер Криму. Воно здавна використовується для видобування солі і славиться своїми цілющими мулами (мінеральні грязі). У 1885 році через

перевисипку, що відокремила лагуну від моря, був проритий канал для живлення озера морською водою. На дні озера залягає шар чорного мулу, під яким залягає шар повареної солі до 3,5 м товщиною. Солоність озера навесні 40‰, до осені збільшується до 80‰.

На півночі Волині знаходяться озера карстового походження – група Шацьких озер та озера в басейні річки Турії. Всі ці озера глибокі, чисті, з прозорою водою. Найбільше серед них – Світязь. Це озеро найглибше в Україні, його максимальна глибина 58,4 м (при середній 7 м). Площа водного дзеркала 24,2 км², довжина і ширина приблизно 9 км. Світязь, як і інші озера цього краю, живиться атмосферними і потужними артезіанськими водами. Тому, незважаючи на те, що воно лежить на крейдяних породах, озеро завжди повноводне. Верхні шари води влітку прогріваються до 20°C і більше, а на глибині температура завжди 9°C. Каналом озеро сполучається з о. Кулемецьким та Лукою.

Шацькі озера багаті бентосом, рибою, водоплавними птахами, тому вони стали центром Шацького природного національного парку.

Карпати – район, багатий на озера, з яких більшість прісні, але є і солоні (о. Солотвин), дно яких лежить на соляних шарах. Найвищим за своїм положенням в Україні (1801 м над рівнем моря) вважається о. Бребенескул. Береги озера складені кам'янистими гірськими породами, що місцями поросли чагарниками і субальпійськими луками. Довжина озера 134 м, глибина 2,8 м.

По праву найкрасивішим озером в Україні є о. Синевир. Площа водяного дзеркала до 7 км², середні глибини 16-17 м, найбільша – 24 м. Чиста прозора вода створює колір озера, а гірські лісові ландшафти дають озеру неповторне обрамлення. Сюди приїжджають туристи і відпочиваючі з всієї України.

Однак більшість озер України - озера водно-ерозійного і водно-аккумулятивного походження, що прив'язані до заплав рік. Такі, наприклад, озера Прип'яті (Голянське, Люб'язь, Небель) і Десни (Вершина, Старуха). Як правило, вони з'єднані рікою і їх

режим залежить від її режиму. Заплави озер мають різні розміри і форму: довгасті, округлі, підковоподібні тощо. Як правило, вони неглибокі.

У нижній течії р. Дунаю утворилися до 26 великих озер. Серед них найбільше в Україні - прісне озеро Ялпуг, площа якого складає 149 км^2 (з максимальною глибиною 0,6 м). Озеро також найбільш довге – його довжина складає 39 км (при ширині приблизно 5 км). Своєрідним продовженням озера Ялпуг на півдні є озеро Кугурлуй. Протоками вони з'єднуються з Дунаєм.

Ресурси підземних вод оцінюються в кількості $21 \text{ км}^3/\text{рік}$ ($57,4 \text{ млн. м}^3/\text{добу}$), що включають $18,9 \text{ км}^3/\text{рік}$ ($51,9 \text{ млн. м}^3/\text{добу}$) води з мінералізацією до 1,0 г/л (за Соболевським Е.Е. та Яковлевим С.О., 1985). Середня забезпеченість підземними водами 1 км^2 території України складає $34,7 \text{ тис. м}^3/\text{рік}$, а на одного жителя - $416 \text{ м}^3/\text{рік}$.

Серед економічних районів найбільшими запасами володіє Південно-західний район України – $11,8 \text{ км}^3/\text{рік}$ (56% усіх підземних вод), найменшими – Південний район (Кримська АР, Миколаївська, Одеська, Херсонська області) – $2,4 \text{ км}^3/\text{рік}$. Донецько-Придніпровський район (8 областей, включаючи Сумську) має $6,8 \text{ км}^3/\text{рік}$, причому з 8 областей на Харківську, Сумську і Полтавську припадає $4,15 \text{ км}^3/\text{рік}$ (приблизно в однакових величинах). Найбільш забезпеченою підземними водами є Чернігівська область ($6,04 \text{ км}^3/\text{рік}$), найменш забезпеченими – Миколаївська і Кіровоградська (по $0,15 \text{ км}^3/\text{рік}$).

Підземні води України віднесені до практично усіх віків геологічних відкладень – від четвертинних до архейсько-нижньо-протерозойських (у Сумській області основні запаси води залягають у крейдових відкладеннях: мабуть для всієї України в цілому це най водоносніший обрій, що дає до $7,1 \text{ км}^3/\text{рік}$).

Серед основних річкових басейнів найбільші величини підземних вод віднесені до басейнів Дніпра (61%), Сіверського

Донця (12%) і Дністра (9%). Відповідно на частку інших басейнів припадає менше 18% запасів підземних вод.

За даними Мінгео України на 01.01.2000 р. на території країни є 822 родовища (ділянки) підземних вод питного призначення, з яких більше 500 перебувають в експлуатації. Сьогодні підземні води складають 17% у загальному водоспоживанні і 54% у забезпеченні господарсько-питного водопостачання. В окремих областях використання підземних вод для цих цілей досягає 81% (Донецька – 1885 тис. м³/добу, Запорізька – 1074 тис. м³/добу, Херсонська – 2082 тис. м³/добу). У Сумській області на господарсько-питне водопостачання відбирається більше 400 тис. м³/добу. Найменший добір підземних вод (близько 200 м³/добу) здійснюється в Чернівецькій, Миколаївській, Івано-Франківській і Житомирській областях. І сьогодні, коли ставиться питання про заощадження підземних міжпластових вод, вони використовуються і у промисловості і у сільському господарстві для зрошення. Наприклад, у Херсонській області на зрошення витрачається більше 400 тис. м³/добу.

Питання для самостійного вивчення

- 1 Гідрологічні спостереження. Гідрологічна мережа – пости та станції. Всесвітня служба спостережень за цунамі.
- 2 Історія розвитку гідрологічних наук. Роботи вчених Українського інституту досліджень Чорного та Азовського морів.
- 3 Визначення характеристик будь-якої річки за матеріалами “Водного кадастру України”.
- 4 Екологічні проблеми, пов’язані з будівництвом ГЕС.
- 5 Водні ресурси Сумської області.
- 6 Екологічні проблеми Азовського моря.
- 7 Екологічні проблеми Чорного моря.
- 8 Гідротехнічне будівництво на річках Карпат з метою захисту міст та селищ від повеней.

Перелік екзаменаційних питань з дисципліни “Загальна гідрологія”

- 1 Фізичні та хімічні властивості води.
- 2 Гідросфера Землі, її складові частини. Кругообіг води, його ланки.
- 3 Водний баланс Землі та його складові.
- 4 Світовий океан. Особливості води Світового океану.
- 5 Частини Світового океану: океани, моря, затоки. Острови, протоки.
- 6 Походження води на Землі. Походження вод океану.
- 7 Сольовий режим океану та його окремих морів.
- 8 Тепловий режим океану. Утворення льодів.
- 9 Рух води в океані. Хвилі, їх основні елементи. Вітрові хвилі. Брижі.
- 10 Анемобаричні хвилі. Нагінні явища в морях та затоках.

- 11 Цунамі. Виникнення, основні райони поширення. Руйнування від цунамі.
- 12 Припливні хвилі в світовому океані. Теорія Ньютона про виникнення припливної хвилі.
- 13 Зміни в фазовому наступі припливної хвилі залежно від географічних умов акваторії.
- 14 Нерівність припливів. Місця найбільш високих припливів.
- 15 Водні маси океану. Водні фронтальні зони. Апвелінг.
- 16 Ріки. Морфометричні характеристики річок. Ріки – чемпіони за морфометричними характеристиками.
- 17 Басейни річок, їх водорозділи. Головні водорозділи світу. Безстічні басейни, їх розташування.
- 18 Продольний профіль ріки. Падіння та уклон. Пороги та водоспади.
- 19 Швидкість води в річці. Меандрування річок. Виникнення стариць. Розробка заплави. Заплави низькі та високі.
- 20 Гирла річок: виникнення дельт та естуаріїв.
- 21 Кількісні характеристики річкового потоку: витрати води, модуль стоку, шар стоку та об'єм. Коефіцієнт стоку.
- 22 Залежність коефіцієнта стоку від фізико-географічних умов. Вплив антропогенної діяльності на величину коефіцієнта стоку.
- 23 Живлення річок. Залежність живлення річок від клімату.
- 24 Водний режим ріки, його фази. Проходження фаз водного режиму залежно від клімату.
- 25 Класифікація типів водного режиму річок.
- 26 Гідрограф ріки. Його побудова та аналіз.
- 27 Тепловий режим рік. Класифікація рік за тепловим режимом. Льодостав та льодохід. Затвори та зажери.
- 28 Твердий стік рік, його характеристики. Умови формування та перенесення річкових наносів.
- 29 Хімічний стік води річок. Класифікація річкових вод за аніонами та катіонами.

30 Озера. Походження котловин.

31 Морфометричні характеристики озер. Водна маса озера.

32 Тепловий режим озер. Класифікація озер за тепловим режимом. Умови переміщення озерних вод.

33 Пряма та зворотна стратифікація у водах озера. Гомотермія.

34 Хімічний склад озерних вод. Залежність хімічного складу від проточності озера. Класифікація озер за солоністю.

35 Водний баланс озер в різних природних зонах і залежно від проточності.

36 Льодовики, їх походження. Будова льодової товщі. Снігова лінія.

37 Сучасне оледеніння на Землі. Хіоносфера.

38 Типи льодовиків: гірські та покривні. Види гірських льодовиків, їх живлення та витрати. Поширення. Найбільші льодові системи.

39 Види покривних льодовиків, їх живлення та витрати. Айсберги. Найбільші покривні льодові системи.

40 Режим льодовиків. Рух льодовиків. Зрушення гірських льодовиків, виникнення селів.

41 Багаторічна мерзлота, межі поширення. Екологічні проблеми, пов'язані з багаторічною мерзлотою.

42 Водосховища, їх типи. Риси, які поріднюють їх з озерами, їх відмінність від озер. Види водосховищ.

43 Будова водосховища. Рух води у водосховищі. Екологічні проблеми, пов'язані з будівництвом водосховищ.

44 Болота; заболочені землі. Походження. Типи. Поширення. Вплив боліт на стік річок.

45 Підземні води, їх походження. Інфільтрація та інфлюація. Види підземних вод.

46 Води зони аерації. Ґрунтові води, їх види. Верховодка.

47 Ґрунтові води. "Дзеркало" ґрунтових вод. Хімічний склад. Використання ґрунтових вод.

48 Міжпластові води напірні та ненапірні. Їх класифікація за температурою. Мінеральні води.

- 49 Джерела напірні та ненапірні. Гейзери.
- 50 Підземні води багаторічної мерзлоти. Виникнення бугрів здимання та полоїв.
- 51 Водні ресурси України. Основні річкові системи.
- 52 Дніпро – найбільша ріка України. Водосховища Дніпра.
- 53 Інші великі ріки України (Дністер, Південний Буг).
- 54 Озера України, їх види. Приклади українських озер-чемпіонів за солоністю, глибиною, площею та висотою розташування.
- 55 Підземні води України, їх ресурси та використання.
- 56 Водні ресурси Сумської області.
- 57 Екологічні проблеми Чорного моря.
- 58 Екологічні проблеми Азовського моря.
- 59 Історія розвитку гідрологічних наук. Праці сучасних вчених-гідрологів України.
- 60 Гідрологічні спостереження. Гідрологічна мережа постів та станцій.

Список основной літератури

1. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991.
2. Шубаев Л.П. Общее землеведение. – М.: Высшая школа, 1977.
3. Плотников Н.И. Подземные воды – наше богатство. – М.: Недра, 1990.
4. Зимы нашей планеты / Под ред. Джона Б. – М.: Мир, 1982.
5. Соколов А.А. Гидрография СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1964.
6. Масляк П.О., Шищенко П.Г. Географія України. – К.: Зодіак-ЕКО, 1996.
7. Соболевский Э.Э., Яковлев С.А. Прогнозные ресурсы подземных вод питьевого назначения Украинской ССР // Геологический журнал. – 1985. - №3.
8. Справочник по водным ресурсам. – К.: Урожай, 1987.
9. Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. – М.: Мысль, 1974.
10. Алекин О.А. Гидрохимия. – Л.: Гидрометеиздат, 1952.
11. Авакян А.Б. Водохранилища. Из серии «Природа мира». – М.: Наука, 1986.
12. Методичні вказівки до вивчення курсів “Метеорологія з основами кліматології” та “Загальна гідрологія”, “Поняття та терміни”. – Суми: Вид-во СумДУ, 2001.

Навчальне видання

Конспект лекцій
з курсу “Загальна гідрологія”

для студентів спеціальності 6.070800
усіх форм навчання

Укладач	В.О. Тюленєва
Відповідальний редактор	С.М. Симоненко
Редактор	Н.В. Лисогуб
Відповідальний за випуск	Л.Д. Пляцук

План 2005 р., поз. 2. Обл.-вид. арк. ~~303~~ 203, Ум. друк. арк. ~~953~~ 953.

Підп. до друку ~~14.01.06~~ 14.01.06. Формат 60x84/16. Зам. № 14

Тираж 80 пр. Собівартість вид. ~~9 грн. 02к.~~ 9 грн. 02к.

Папір офс. Друк офс.

Видавництво СумДУ

при Сумському державному університеті

40007, Суми, вул. Р.-Корсакова, 2

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру ДК №2365 від 08.12.2005.

Надруковано у друкарні СумДУ
40007, м. Суми, вул. Р.-Корсакова, 2.