МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ОВЧАРУК В.А.

ФІЗИКА ГЕОСФЕР ЗЕМЛІ: ҐРУНТІВ, АТМОСФЕРИ, ГІДРОСФЕРИ РОЗДІЛ «ФІЗИЧНІ ПРОЦЕСИ В ГІДРОСФЕРІ»

Конспект лекцій

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2022

УДК 556.1
О 35

Овчарук В.А.
О 35 Фізика геосфер Землі: ґрунтів, атмосфери, гідросфери, розділ «Фізичні процеси в гідросфері»: конспект лекцій. Одеса: ОДЕКУ, 2022. 41 с.
ISBN 978-966-186-194-6

Розділ «Фізичні процеси в гідросфері» є складовою дисципліни «Фізика геосфер Землі: ґрунтів, атмосфери, гідросфери» та належить до обов'язкових компонент ОП «Агрометеорологія» за спеціальністю 103 Науки про Землю на рівні вищої освіти «магістр». В конспекті лекцій розглянуті базові поняття про гідросферу Землі, її взаємозв'язок з іншими геосферами, основні відомості про водні ресурси суші, а також фізичні властивості води, льоду та снігу й процеси, що в них відбуваються.

Конспект лекцій може використовуватись студентами інших освітніх програм та рівнів вищої освіти за спеціальністю Науки про Землю денної та заочної форм навчання.

Рекомендовано методичною радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як конспект лекцій (протокол №8 від 28. 04. 2022 р.)

ISBN 978-966-186-194-6

© Овчарук В.А, 2022
© Одеський державний екологічний університет, 2022

ЗМІСТ

		стор.
	ВСТУП……	4
1	Гідросфера та зв'язок з іншими геосферами…….	6
	1.1 Поняття про гідросферу……	6
	1.2 Резервуарна модель гідросфери……	9
	1.3 Ієрархічна класифікація вод гідросфери……	11
2	ВОДНІ РЕСУРСИ СУШ……..	15
	2.1 Загальні уявлення про фізичну гідрологію та гідрофізику……	15
	2.2 Водні ресурси Земної кулі та кругообіг води у природі……	18
	2.3 Водний баланс Земної кулі……	20
	2.4 Водні ресурси України……..	22
3	ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ, ЛЬОДУ ТА СНІГУ…….	25
	3.1 Фізичні властивості води……	25
	3.2 Фізичні властивості льоду…….	33
	3.3 Фізичні властивості снігу……...	35
	СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ…….....	40

ВСТУП

Вода – унікальне явище на Землі і, ймовірно, у всьому Всесвіті.

На земній кулі вода міститься в рідкому, твердому, газоподібному станах і має вигляд безперервної оболонки, що отримала назву гідросфери. Важко переоцінити значення води у житті Землі. Вода – це саме життя і найважливіший фактор, що формує зовнішність нашої планети. Вода дуже широко використовується в господарських цілях і є таким чином найважливішим економічним фактором. Все це зумовило пильну увагу людини до цієї унікальної хімічної сполуки.

З давніх-давен людина вивчає воду з різних боків: як хімічну сполуку, як фізичну субстанцію, як біологічний показник, як об'єкт господарського використання тощо. Тому сформувалася велика кількість розділів науки, умовно об'єднаної поняттям „гідро”. Перш за все це гідрофізика, гідрохімія, гідрометрія, гідрографія, гідрогеологія, гідрологія суші, гідрологія моря (океанологія), гідрологія льодовиків (гляціологія), гідробіологія та ін. Останнім часом інтенсивно розвивається наука екологія, зокрема це розділ гідроекологія. Частина перерахованих розділів можна поєднати поняттям гідрологія, а частина входить до складу інших наук: геофізики, метеорології, біології та ін.

Зазначимо також, що одночасно гідросфера є найважливішою частиною кліматичної системи, причому вона не тільки може бути об'єктивним індикатором змін клімату на Землі, але й сама є важливим кліматоутворюючим фактором.

Даний конспект лекцій складений відповідно до силлабуса з дисципліни «Фізика геосфер Землі: ґрунтів, атмосфери, гідросфери», яка викладається магістрам навчально-наукового гідрометеорологічного інституту ОДЕКУ першого року навчання, рівня вищої освіти «магістр» за спеціальністю «Науки про Землю». В даному розділі увага зосереджена, перш за все, на фізичних властивостях процесів, які відбуваються в гідросфері та визначають її подальшу взаємодію з іншими геосферами.

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

За основу викладених у конспекті лекцій питань взяті такі роботи: підручник О.І. Чеботарьов «Общая гідрологія», «Гидрология суши», навчальний посібник Догановський А.М. та Малінін В.Н. «Гідросфера

Землі», навчальний посібник Є.Д. Гопченко та О.В. Гушля “Гідрологія суші з основами водних меліорацій», конспект лекцій Крес Л.Є. «Гідрофізика», конспект лекцій Гопченко Є.Д., Кресс Л.Є., Романчук М.Є. «Гідрологія (суші)».

1 ГІДРОСФЕРА ТА ЗВ'ЯЗОК З ІНШИМИ ГЕОСФЕРАМИ

1.1 Поняття о гідросфері

Дослівно „гідросфера” (з латинського гідро – вода, сфера – оболонка) означає водяну оболонку. Очевидно, вперше поняття гідросфери було введено в наукову літературу Е. Зюссом та 1875 р., який розумів під нею єдину водну оболонку планети, що складається переважно з вод Світового океану. Більше широке трактування цього поняття дана Дж. Мерреєм в 1910 р. Згідно Меррею, «гідросфера» переважно складається з вод океану й у неї входять також озера і річки. Частина води може бути у твердому та газоподібному стані, у вигляді льоду, снігу, граду та водяної пари атмосфери. Вода також глибоко проникає у кам'янисту кору Землі, де вона продукує гідратацію мінералів, крім того, вона також становить значну частину біосфери.

Як відмічають Догановський А.М. та Малінін В.Н. в [3], таке широке тлумачення гідросфери не знайшло повного визнання серед дослідників. Тому до середини XX століття зустрічаються різні визначення даного поняття. При цьому безперечним вважалося лише те, що до складу гідросфери слід включати Світовий океан та поверхневі води суші. Розбіжності стосувалися насамперед атмосферної вологи, льодовиків та підземних вод – чи слід включати в склад гідросфери воду в газоподібному та твердому стані та яку саме частину підземних вод.

Наприклад, О.І.Чеботарьов [6] під гідросферою розуміє «переривчасту водну оболонку земної кулі, розташовану на поверхні та в товщі земної кори і сукупність океанів, морів та інших суб'єктів суші (річок, озер, підземних вод), включаючи скупчення води в твердій фазі (сніговий покрив, льодовики)». У цьому визначенні до складу гідросфери не включається атмосферна волога, а також не обговорюється, які саме види підземних вод (вільні, зв'язані) входять до її складу. Аналогічного погляду дотримуються багато американських вчених. Так в енциклопедії "Океан – атмосфера" до складу гідросфери включені всі види вод у рідкому та твердому стані, причому нижній кордоном підземних вод вважається горизонт 4000 м.

Однак є й інша точка зору, згідно з якою атмосферна волога є складовою гідросфери. Дійсно, вода в природі існує у трьох фазах (рідкої, твердої, газоподібної), і якщо до складу гідросфери включається вода у

твердій фазі, то логічно включити й воду в газоподібному стані, тобто фактично атмосферну вологу. Ще більше суперечок у гідрогеологів виникає щодо нижньої межі гідросфери та про те, які види підземних вод до неї відносяться, а які ні. Зокрема, на думку Р.К. Клізі, до гідросфери можна відносити всі види вод, у тому числі у хімічно та біологічно пов'язаному стані. Таке поняття гідросфери є невиправдано широким, оскільки хімічно пов'язані природні води взагалі не беруть участь у кругообіг вологи, а обсяг біологічно зв'язаних вод настільки малий, що ніяк не впливає на глобальні процеси вологообміну.

Очевидно, фізично найбільш обґрунтованим є визначення І.А. Федосєєва: *під гідросферою розуміється суцільна оболонка земної кулі, що тягнеться вниз до верхньої мантії, де в умовах високих температур і тиску поряд з розкладанням молекул води безперервно проходить їх синтез, а вгору приблизно до висоти тропопаузи, вище якої молекули води піддаються фотодисоціації (розкладання), з якого випливає, що в гідросферу входять води Світового океану, кріосфери, літосфери та атмосфери, але не входить вода біосфери*.

Дійсно, при включенні до складу гідросфери біосферної вологи водна оболонка перестає бути безперервною, і, крім того, вміст води в біосфері (1120 км^3) зневажливо малий у порівнянні з іншими оболонками, навіть атмосферною. Тому гідросферу можна розглядати як місце існування біосфери, а також і ноосфери, причому без неї неможливе саме їх існування. Біосфера впливає внаслідок транспірації рослин, тобто процесу випаровування води рослинним покривом, який можна розглядати як природну частина природного ландшафту; воно становить до 12 % сумарного випаровування з поверхні суші. Вплив ноосфери, і насамперед людини, пов'язано з дедалі зростаючим споживанням ресурсів гідросфери та великомасштабним втручанням у процеси перерозподілу вод гідросфери, що найчастіше призводить до негативних наслідків у функціонування природного середовища.

Можна також дати і більш "вузьке" поняття гідросфери. У вузькому сенсі під гідросферою слід розуміти *суцільну оболонку Землі, яка містить воду у всіх агрегатних станах у межах Світового океану, кріосфери, літосфери та атмосфери та приймає безпосередню участь у планетарному кругообігу вологи (гідрологічному циклі)*. Основна відмінність даного визначення від попереднього полягає в тому, що зі складу гідросфери виключаються ті види підземних вод, які знаходяться в

земній корі у зв'язаному стані, не дренуються річками і не здатні до самостійного переміщення у вигляді підземного стоку. У загальному випадку гідрологічний цикл є безперервним процесом циркуляції та перерозподілу всіх видів природних вод між окремими частинами гідросфери, що встановлює певні співвідношення між ними за різних масштабів осереднення. Саме гідрологічний цикл забезпечує взаємозв'язок та єдність вод гідросфери.

Таким чином, гідросферу Землі та гідрологічний цикл доцільно розглядати як єдину систему, що само організується та складається з чотирьох резервуарів (океан, кріосфера, атмосфера, літосфера), які перебувають у постійному взаємодії друг з одним.

Природно, що у цьому випадку під літосферою розуміються лише поверхневі та підземні води суші. При цьому методологічною основою дослідження цієї системи може бути комплексний аналіз всіх видів природні води з геофізичних позицій. У спрощеному вигляді схема кругообіг вологи на земній кулі наводиться на рис. 1.1, причому навіть спрощена схема наочно показує складність та різноманітність процесів формування природних вод.

Рисунок 1.1 – Схема кругообігу води на Землі [3]

1 – випаровування з поверхні океанів; 2 – випаровування з річкових басейнів; 3 – опади, що випадають на поверхню океану; 4 – опади, що випадають на поверхню річкових басейнів; 5 – глобальний вологообіг між океаном та сушею; 6 – інфільтрація води у ґрунт та її стік в річки; 7 – річковий стік; 8 – інфільтрація води в глибокі підземні горизонти; 9 – стік підземних вод в океани через борти їх улоговин; 10 – безстічна водойма (замкнута область); 11 – рух води в океанах; 12 – малий кругообіг води; 13 – внутрішньоматериковий волого обіг; 14 – льодовики; 15 – айсберги

Слід також зазначити, що немає єдиної точки зору і на поняття кріосфери. Вперше, очевидно, термін „кріосфера” був запропонований польським вченим А. Добровольським у 1923 р. У «Гляціологічному словнику» дається таке визначення: кріосфера – це оболонка Землі неправильної форми в галузі взаємодії атмосфери, гідросфери та літосфери, що відрізняється негативною або нульовою температурою та наявністю води у твердій фазі або переохолодженому стані. При такому визначенні кріосфери вона тягнеться від підошви мерзлих та охолоджених гірських порід під поверхнею Антарктиди на глибинах 4 – 5 км до висоти 100 км, включаючи в себе сильно охолоджену мезопаузу із сріблястими хмарами. Однак таке тлумачення кріосфери є дискусійним. По-перше, сама кріосфера є частиною гідросфери, по-друге, використання температури як визначальної ознаки кріосфера вносить деяку плутанину. Справді, переохолоджені гірські породи, так само як і верхні шари атмосфери, навряд чи слід включати в склад кріосфери, оскільки вони практично не містять воду у твердій фазі. Тому, очевидно, доцільніше вужче визначення кріосфери як оболонки Землі, що характеризується вмістом води в твердої фази.

1.2. Резервуарна модель гідросфери

Гідросферу зручно уявити у вигляді системи з чотирьох взаємопов'язаних резервуарів (океан, материки, кріосфера, атмосфера), між якими відбувається безперервний процес циркуляції та перерозподіл природних вод (рис. 1.2). Стрілками на рис. 1.2 показані потоки вологи між окремими резервуарами, причому Р – опади, Е – випаровування, М – материковий стік в океан, *l* – айсберговий стік, а цифри означають їх інтенсивність у 103 км^3/год.

Звичайно, найбільшим резервуаром є Світовий океан, що містить 13,38 • 10^8 км^3, або 96,5% загальних запасів води Землі. Найменшим резервуаром є атмосфера, де міститься лише 13•10^3 км^3, або 0,001 % загальних запасів природних вод. Незважаючи на таку величину, значення атмосферної вологи для гідрологічного циклу, як показано нижче, надзвичайно велике.

На відміну від Світового океану та атмосфери, на материках та в кріосфері спостерігається велика різноманітність видів природних вод.

Так, материкові води можна розділити на річкові, озерні, болотяні, ґрунтові, підземні (включаючи гравітаційні та капілярні) та біологічні. Сумарна їх кількість оцінюється значенням 34,137•10^6 км^3, що становить 2,475 % загальних запасів вод Землі.

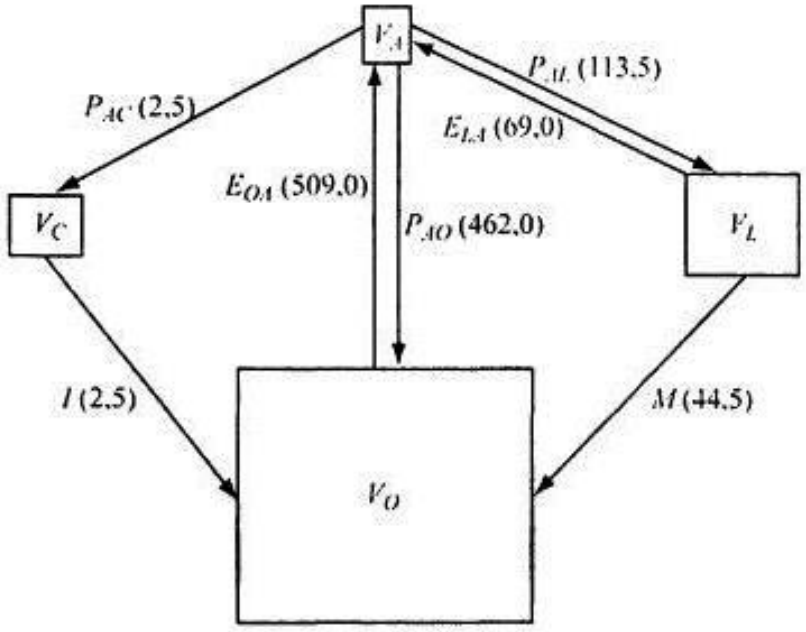

Рисунок 1.2 – Резервуарна модель гідросфери Землі [3]

До кріосфери Землі відносяться материкові крижані щити, гірські льодовики, льоди зони багатолітньомерзлих порід (вічної мерзлоти), сезонний сніговий покрив і морські льоди. Приблизно сумарну масу льоду в кріосфері можна оцінити в 24,4 • 10^6 км^3, або 1,76 % від загального запасу природних вод.

За сучасними уявленнями загальні запаси природних вод протягом тривалого періоду, що вимірюється геологічними епохами, практично залишаються незмінними, тобто надходження води із земних надр космічного простору на поверхню Землі дуже мало і майже компенсується безповоротною втратою води внаслідок розсіювання водяної пари у верхніх шарах атмосфери у космос. Це означає, що гідросфера, що об'єднує всі чотири резервуари, є квазізамкнутою системою, і, отже, можна записати такий вираз:

$$V_O + V_C + V_L + V_A = const. \qquad (1.1)$$

Тут V_O, V_C, V_L, V_A – відповідно сумарні запаси води у Світовому океані, кріосфері, материках та атмосфері.

Незважаючи на замкнутість системи, всередині її між окремими резервуарами постійно відбувається перерозподіл вод, у результаті чого запаси вод у кожному резервуарі змінюються у часі. Ці коливання можуть бути різного масштабу: короткоперіодними, сезонними, багаторічними, віковими та багатовіковими. Найбільш потужними є сезонні та багатовікові коливання.

1.3 Ієрархічна класифікація вод гідросфери

Внаслідок структурного аналізу рис. 1.3 авторами [3] запропоновано класифікацію вод гідросфери, засновану на наступних таксономічних ознаках: агрегатний стан, географічна єдність, фізико-хімічний склад, морфометричні особливості, умови поширення та ін. Наведена на рис.1.3 класифікація є ієрархічною, так як основою її є принцип розподілу від складнішого (вищого) до більш простого (нижчого). Перший ступінь (рівень) складають чотири основні резервуари. У свою чергу, кожен з них ділиться на складові частини (підрезервуари), які також можуть бути поділені на ще більше дрібні частини, і т. д.

Відповідно до класифікації Світовий океан поділяється на Атлантичний (АО), Індійський (ІО), Тихий (ТО) і Північний Льодовитий (ПЛО). В свою чергу кожен океан поділяється на океанські басейни (ОБ), моря (М), затоки (З) та протоки (Пр). Кріосфера складається з покривних льодовиків (ПЛ), гірських льодовиків (ГЛ), морської криги (МК), сезонного снігового покриву (ССП) та криги багаторічномерзлих порід (МП). Води літосфери поділяються на поверхневі (Пов.) та підземні (Під.). У свою чергу поверхневі води поділяються на озера та водосховища (ОВ), болота (Б) та річковий стік (РС). Нарешті, атмосфера складається з водяної пари (ВП) та хмарності (Хм).

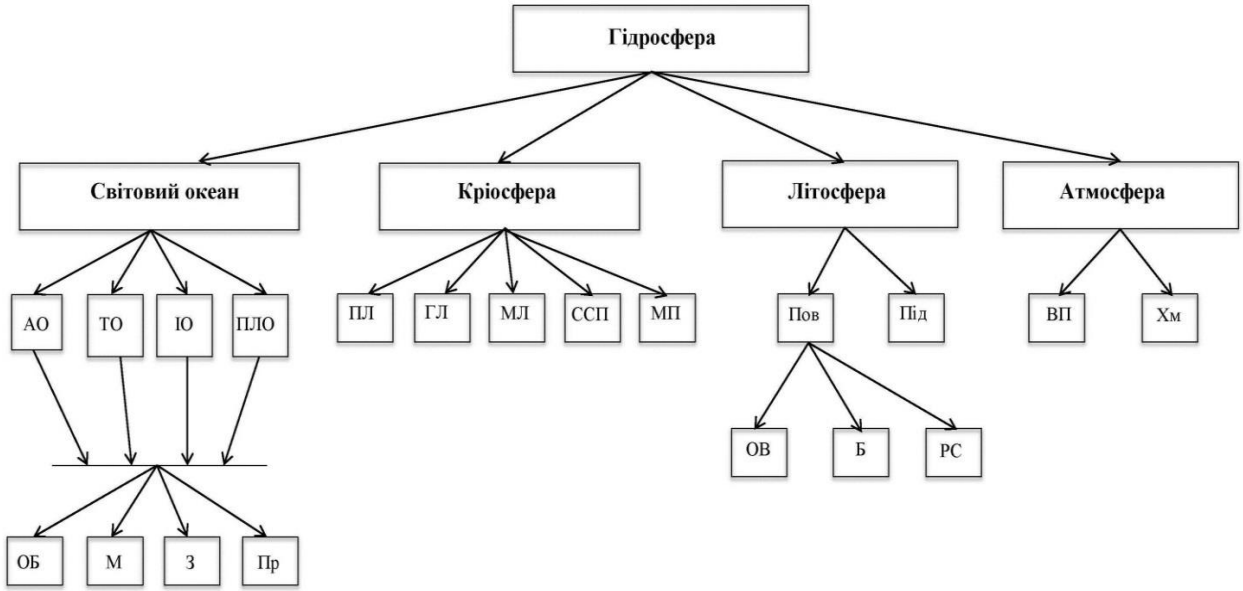

Рисунок 1.3 – Ієрархічна класифікація вод гідросфери [3]

Зауважимо, що на рис. 1.3 не наводяться нижчі класифікаційні рівні окремих видів природних вод, які можуть бути розглянуті у відповідних розділах, присвячених їх вивченню.

Крім того, виходячи із рис. 1.3, нескладно зробити класифікацію гідрологічного циклу (ГЦ). Всі потоки вод всередині окремих резервуарів та на їх межах можна як самостійні ланки ГЦ. Таким чином, маємо чотири ланки (гілки) ГЦ: океанічна, літосферна (материкова), кріосферна та атмосферна. Вважатимемо їх основними структурними одиницями ГЦ. Характерною особливістю ланок ГЦ є те, що, з одного боку, вони щодо незалежні, з другого, тісним чином пов'язані між собою, насамперед через потоки випаровування та опадів.

Внаслідок цього є сенс розглядати взаємодіючі ланки як єдині гідрологічні системи. В результаті маємо 6 таких систем, дуже нерівноцінних за своєю значимістю.

Очевидно, найважливішою слід визнати систему «океан – атмосфера» не тільки через величезний простір, нею займаний, але й внаслідок тих гідрологічних процесів, що у ній протікають. Так, Світовий океан є найбільшим резервуаром природних вод, що формує глобальний кругообіг вологи, і є основним постачальником енергії для атмосфери (через випаровування).

Атмосфера є єдиним джерелом відновлення в природі прісних вод (через випаровування) та головним регулятором перерозподілу та

поповнення запасів води (опади) як між окремими резервуарами, так і між окремими частинами того самого резервуара.

Саме завдяки тому, що в системі «океан – атмосфера» випаровування перевищує опади, стає можливим саме формування водних ресурсів (річкового стоку) на континентах, льодовикового стоку з Антарктиди і з Гренландії і, зрештою, існування людської цивілізації.

Інша дуже важлива, особливо з практичної точки зору, є система «атмосфера – суша», для якої характерно виняткова різноманітність гідрологічних процесів і дуже складна їхня взаємодія.

Математичною моделлю для гідросфери та ГЦ служить рівняння водного балансу, що виражає універсальний закон збереження речовини і в загальному вигляді в алгебраїчному записі може бути представлено наступним чином:

$$\sum \Delta X_i = \sum X_{пр.i} - \sum X_{р.i} \,, \qquad (1.2)$$

де $\sum \Delta X_i$ – сума акумуляційних складових водного балансу, що характеризують зміни запасів води у часі;

$\sum X_{пр.i}$ – сума прибуткових компонентів водного балансу, що означають збільшення обсягу води;

$\sum X_{р.i}$ – сума витратних компонентів, що характеризують зменшення обсягу води.

У цій формулі ліва частина представляє гідросферу в цілому або її окремі частини, а права частина – компоненти гідрологічного циклу.

Для закритої системи, якою є гідросфера, $\sum \Delta X_i = 0$. При цьому права частина звертається у очевидну тотожність $P_{гл} = E_{гл}$, з якого слід рівність глобальних опадів ($P_{гл}$) і випаровування ($E_{гл}$). Усе решта гідрологічних систем є вже відкритими, а для них акумуляційні складові можуть звертатися в нуль лише для середніх багаторічних умов і то не завжди. Зазначимо, що зі зменшенням просторових масштабів рівняння водного балансу зазвичай ускладнюється, причому іноді членам рівняння (1.2) не вдається додати навіть кількісні значення. Насамперед, це стосується суші, де спостерігається виняткове розмаїття природних ландшафтів.

У наступних розділах буде зосереджено увагу саме на водних ресурсах суші та фізичних процесах, які в них відбуваються.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть основні геосфери Землі.
2. Дайте визначення поняття «гідросфера».
3. Назвіть основні складові резервуарної моделі гідросфери.
4. До якого рівня ієрархічної класифікації гідросфери відноситься Світовий Океан?
5. На які складові поділяються води літосфери?
6. На які складові поділяються поверхневі води?

2. ВОДНІ РЕСУРСИ СУШІ

2.1 Загальні уявлення про фізичну гідрологію та гідрофізику

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

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

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

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

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

Водночас гідрологічні дослідження в Україні зосередилися в інституті водного господарства (нині інститут гідромеханіки НАНУ), заснованому у 1926 р. завдяки зусиллям Є.В. Оппокова. Видатним вченим, який працював у цьому закладі, був А.В. Огієвський – дослідник багатьох гідрологічних явищ та процесів, автор численних монографій [2,5].

За основними напрямками та методами дослідження, задачами

по використанню водних ресурсів в гідрології виділяють окремі її розділи, зокрема, фізичну гідрологію та гідрофізику.

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

Гідрофізика *(фізика вод суші)*, яка охоплює дослідження фізичних властивостей природних вод у будь-якому агрегатному стані, закономірності випаровування у природі, утворення і танення снігу і льоду, термічного режиму водойм та інших процесів, пов'язаних з фазовими перетвореннями води. Гідрофізика складається з гідрофізики морів і океанів і гідрофізики вод суші. Предметом дослідження гідрофізики вод суші є водні об'єкти суші: річки, озера, водосховища, підземні води.

Гідрофізика має велике значення при рішенні багатьох господарських задач. Особливо велика роль її у гідроенергетиці при проектуванні гідротехнічних споруд, у водному транспорті при визначенні дат навігації, при водопостачанні сільськогосподарських та промислових підприємств. Прогноз елементів льодового режиму базується на гідрофізичних розрахунках.

Скорочена історична довідка. Дослідження води як фізичного тіла відносяться до XVIII століття (роботи Лавуазьє, Кавендиша та ін.), коли склад води був визначений експериментально.

У 1772 р. французький фізик Делюк визначив, що вода має найбільшу густину при температурі $+4^0$С, Гейлюссак дав теоретичне обґрунтування виникнення внутрішньоводного льоду. Перші вимірювання температури окремих річок проводились у XVIII сторіччі, на р.Дніпро – наприкінці XIX сторіччя. У 1860 р. Д.І.Менделєєв увів поняття критичної температури води, вище якої пара не може переходити у рідкий стан ні при якому тиску. Почалися дослідження донного льоду під керівництвом В.М.Лохтіна, О.І.Воєйков ставить питання про вивчення теплового балансу водойм.

На початку XX сторіччя значні роботи щодо утворення донного льоду проводились В.А.Обручевим, дослідження зажорів на Неві були проведені М.Ф. Ціонглинським. Лабораторні дослідження внутрішньоводного льоду В.Я. Альбергом (1915 р.). У 1919 році був створений Державний гідрологічний інститут, з яким тісно пов'язаний подальший розвиток гідрофізичних розрахунків. Систематичне вивчення

термічного та льодового режимів річок та водойм відноситься до 30-х років XX сторіччя. В той час (1929 р.) створена гідрометеорологічна служба. Дослідження льодяного покриву та методи розрахунку його товщини виконали такі вчені як О. Девік, Ф.І. Бидін, С.Я. Вартазаров, Д.Н. Бібіков.

У другій половині XX сторіччя питаннями льодоутворення займалися вчені Б.В. Проскуряков, В.В. Піотрович, Л.Г. Шуляковський, В.А. Римша, Р.В. Донченко. Розробкою методів розрахунку температури води на водних об'єктах займалися вчені К.І. Росінський, О.П. Браславський, М.П. Тимофєєв, А.І. Пехович, Я.Л. Готліб, В.М. Жидких та ін. Запропоновано декілька формул для розрахунку наростання товщини льоду – В.В. Піотровича, Л.Г. Шуляковського, А.П. Браславського. Закономірностям механізму скресання річок присвячені роботи С.Н. Булатова, весняних заторів льоду В.П. Чижова та ін.

Гідрофізика як система наукових знань сформувалась у 60-х роках XX сторіччя. Розвиток гідрофізики супроводжувався такими досягненнями:

- нові уявлення про фізичні властивості та структуру води;
- дослідження процесів теплообміну у водних об'єктах;
- розробка методів гідротермічних розрахунків (температури води);
- дослідження процесів льодоутворення та формування льодяного покриву на водних об'єктах;
- дослідження процесів танення і руйнування льодяного покриву;
- розробка методів льодотермічних розрахунків (товщини льоду, кількості шуги при зажорах, ополонок тощо).

Гідрофізика як самостійна дисципліна читається з 70-х років минулого сторіччя. Перші навчальні посібники вийшли у 1979 році – Т.В. Одрова "Гидрофизика водоемов суши" та В.М Мішон "Гидрофизика". У 1983 р. навчальний посібник В.М. Мішон "Практическая гидрофизика", у 1988 – перший навчальний підручник С.В Вишняков та Б.В.Проскуряков "Гидрофизика". У 1997 р. навчальний посібник "Теплообмін у водних об'єктах", автори Гопченко Є.Д., Крес Л.Є [4].

2.2 Водні ресурси земної кулі та кругообіг води у природі

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

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

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

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

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

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

Із об'єму стоку 45.8 тис. км^3, який формується в областях зовнішнього стоку, поверхневий приплив води в океани та моря досягає

44.7 тис.км^3, решта – 1.1 тис.км^3 – дорівнює втратам річкових вод. З 1010 км^3 стоку, що формується у безстічних областях, на басейни Каспійського та Аральського морів, оз. Балхаш і річки Казахстану припадає 767 км^3. На іншу частину областей внутрішнього стоку поверхні суші залишається 243 км^3 (Сахара, Аравійська та Центрально-Австралійська пустелі).

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

Верхньою межею її є поверхня розділу з атмосферою (тропосферою), нижня частина гідросфери проникає в літосферу і не має чіткої межі з нею. Між атмосферою, гідросферою і літосферою відбувається постійна взаємодія і обмін кількістю енергії та речовини [2,6,7].

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

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

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

Випаровування з поверхні океанів і морів – основне джерело надходження вологи в атмосферу. Пара за відповідних умов конденсується, утворює опади, які випадають на земну поверхню у вигляді дощів, снігу, граду тощо. На поверхні суші опади проникають у ґрунт і формують ґрунтові води, стікають по схилах місцевості, утворюють тимчасові та постійні водотоки, а залишкова частина їх знову випаровується. Цей безперервний замкнутий процес обміну вологи між атмосферою та земною поверхнею називають **кругообігом** води в природі (рис. 2.1).

Відзначають два види кругообігу води:

1) **малий** чи океанічний – кругообіг, коли випаровувана з поверхні

океанів і морів волога не переноситься на сушу, а, піднявшись вгору, конденсується та повертається безпосередньо в океани і моря у вигляді атмосферних опадів;

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

Рисунок 2.1 – Схема кругообігу води у природі [6]

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

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

Кругообіг води у межах безстічних областей суші є самостійним, але він пов’язаний із загальним вологообігом на земній кулі. Вода з безстічних областей попадає в океан не шляхом стоку, а шляхом переносу її у вигляді пари повітряними потоками у периферійні області суші або безпосередньо в океани та моря [2].

2.3 Водний баланс земної кулі

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

В середньому для багаторічного періоду щорічна втрата води з морів

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

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

Рівняння водного балансу мають такий вигляд:

- для океану

$$E_o = X_o + Y_o; \tag{2.1}$$

- для периферійних областей суші

$$Ec = Xc - Y_c; \tag{2.2}$$

- для областей внутрішнього стоку

$$Eв = X_в; \tag{2.3}$$

- для земної кулі

$$E_o + E_c + E_в = X_o + X_c + X_в; \tag{2.4}$$

або

$$E_з = Xз, \tag{2.5}$$

де E – випаровування, мм;

X – опади, мм;

Y – річковий стік, мм.

Індекси означають: О – океан; С – суша; В – області внутрішнього стоку; З – земна куля.

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

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

океанах та морях – 458 тис. км^3 або 1270 мм у рік. Із загальної кількості атмосферних опадів, що випадають за рік на сушу, більше 70 % випаровується, а решта стікає в океан [2].

2.4 Водні ресурси України

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

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

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

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

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

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

Таким чином, Україна має досить значні сумарні водні ресурси. У той же час за запасами місцевих водних ресурсів у розрахунку на одного мешканця (близько 1 тис. м^3 на рік) Україна відноситься до малозабезпечених водою країн – в середньому по Європі водні ресурси на душу населення становлять 5,2 тис. м^3 у рік.

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

пов'язані з поверхневим стоком – 8,9 км^3.

Водні ресурси зазнають значних коливань у часі та дуже нерівномірно розподілені по території України. Негативним фактором, який обмежує можливості використання наявних водних ресурсів, є погіршення якості води через скидання у водні об'єкти стічних вод, внаслідок чого вода забруднюється, втрачає корисні якості і часто стає непридатною для певних видів використання.

Водні ресурси по території України розподілені таким чином: на півночі їх достатньо (табл.2.1), але південна територія має водний дефіцит у зв'язку з інтенсивним розвитком зрошуваного землеробства.

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

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

Таблиця 2.1- Водні ресурси України (км^3/рік) [1]

Річка	Середній багаторічний стік	Стік розрахункових забезпеченостей		
		50%	75%	95%
Західний Буг, Сян	1,93	1,82	1,39	0,90
Тиса	13,7	13,2	10,6	7,57
Прут	2,76	2,60	1,98	1,32
Серет	0,49	0,46	0,36	0,24
Дністер	10,4	9,78	7,83	5,68
Південний Буг	3,63	3,32	2,46	1,55
Дніпро	54,4	51,8	41,8	30,1
Сіверський Донець	5,40	4,99	3,76	2,34
Річки Приазов'я	1,17	1,04	0,70	0,34
Річки Причорномор'я	0,36	0,32	0,16	0,028
Річки Криму	0,91	0,81	0,53	0,24
Усього	**95,2**	**90,1**	**71,6**	**50,3**

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

1. **Гідроенергетика** – використання енергії води шляхом її перетворення на електричну енергію (гідротехнічні споруди).
2. **Водний транспорт**, який використовує водні об'єкти (річки, озера, водосховища).
3. **Меліорація** – зрошення або осушення земель для сільськогосподарського використання.
4. **Водопостачання та каналізація** – потреби у воді населених пунктів, промислових підприємств, теплових і атомних електростанцій тощо.
5. **Обводнення** – створення штучних водних джерел для водопостачання сільськогосподарських та промислових підприємств.
6. **Охорона водних джерел від забруднення** – створення водоохоронних зон, будівництво очисних споруд та ін.
7. **Забезпеченість раціонального використання водних ресурсів** – здійснення заходів щодо розвитку та експлуатації водної фауни та флори.

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

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

Питання для самоконтролю

1. Що вивчає наука «Фізична гідрологія»?
2. Що вивчає наука «Гідрофізика»?
3. Назвіть два види кругообігу води у природі.
4. Перелічить основні річки України.
5. Назвіть основні галузі водного господарства.

3 ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ, ЛЬОДУ ТА СНІГУ

3.1 Фізичні властивості води

Вода має просту хімічну формулу H_2O і є одним з найбільш розповсюджених елементів у природі, але вона має такі властивості, які показують, що вода дуже складна речовина.

Маса хімічно чистої води містить 11,19 % водню та 88,81 % кисню. Дослідження молекули води показали, що атоми кисню та водню розміщені по кутках рівнобедреного трикутника, на вершині якого перебуває атом кисню. Кут при вершині дорівнює приблизно 105^0, а сторона трикутника має довжину 0,96 Å (ангстрема), тобто 10^{-10} м: відстань між ядрами водню НН = 1,5 Åм.

Діаграма стану. Вода може перебувати у трьох агрегатних станах – рідкому, твердому та у вигляді пари. Перехід з одного стану в й інший відбувається при зміні температури та тиску.

Вода, що перебуває в стані пари, складається головним чином з простих молекул – гідролей H_2O. У рідкому стані вода містить суміш: простих молекул гідролей H_2O, подвійних дигідролей $(H_2O)_2$ та потрійних молекул тригідролей $(H_2O)_3$. У рідкій фазі структура молекул води ототожнюється з кристалічними ґратами кварцу, у твердій (лід) вона ідентична ґратам тридиміту, який має менш щільні грати ніж кварц, і його питомий об’єм на 10% більше ніж у кварцу. Лід порівняно з водою має менш щільну упаковку молекул, тому лід утримується на поверхні, цим самим запобігає перемерзанню до дна.

Перехід води з рідкого або твердого стану в пару та в зворотному напрямі можливий за необхідного тиску водяної пари над водою чи льодом, залежно від температури (рис.3.1). Геометричне місце точок, що відповідають рівновазі рідкої води та водяної пари, у вигляді кривої *OA* називається кривою ***пароутворення.*** Геометричним місцем точок рівноваги твердої та рідкої фаз буде крива *OC* – крива ***плавлення***. Крива *BO* є кривою ***сублімації***. Всі три криві перехрещуються у точці *O*, де одночасно можуть знаходитися у рівновазі всі три фази. Точка *O* називається ***потрійною*** точкою; їй відповідає тиск 610 Па (4,6 мм) і температура 273.16 К (0.0075°С).

Криві *AO*, *BO* та *OC* поділяють всю площу діаграми на три поля, із яких кожне відповідає стійкості тільки одного агрегатного стану води.

При температурах та тиску у полі *AOC* знаходиться вода тільки у рідкому стані, поля *AOB* та *BOC* визначають ті температури та тиск, коли вода існує тільки у вигляді пари та тільки у твердій фазі. У той час, коли густина рідкої води дорівнює густині її пари, межа між рідиною та парою зникає. Температура, при якій не має різниці між рідиною і парою називається ***критичною***. Критична температура 374,2 °С, вода має тиск 218,5 атм. і має густину, що дорівнює 1/3 густині води при 0 °С.

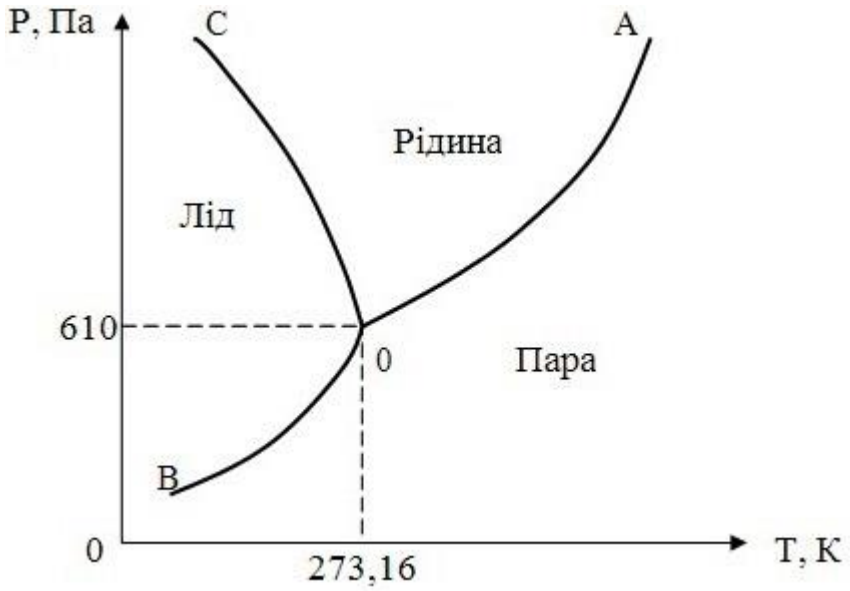

Рисунок 3.1 – Діаграма стану води [4]

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

$$\rho = m/V \ . \tag{3.1}$$

Густина води при температурі 0 °С дорівнює 999,97 кг/м^3, а льоду – 916,7 кг/м^3, тому лід утримується на поверхні води. З підвищенням температури води від 0 °С до +4 °С густина води досягає максимуму (999,97 кг/м^3 ≈ 1000 кг/м^3), а при підвищенні температури густина зменшується (питомий об'єм збільшується), внаслідок чого зростає відстань між молекулами.

При зменшенні температури з глибиною (пряма стратифікація) водні маси стійкі при температурах, більших за 4 °С і нестійкі при температурах нижчих за 4 °С (зворотна стратифікація).

Стиснення (об'ємна пружність) – це властивість зменшення об'єму

під впливом підвищення зовнішнього тиску, характеризується ***коефіцієнтом стиснення води β***, який дорівнює відношенню відносної зміни об'єму рідини V до зміни тиску P:

$$\beta = -\frac{dV}{V} \cdot \frac{1}{dP} - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dP}; \ \beta = -\frac{\Delta V}{V} \cdot \frac{1}{\Delta P} \quad . \tag{3.2}$$

Позначка "–" вказує на те, що збільшенню тиску відповідає зменшення об'єму.

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

$$K = 1/\beta . \tag{3.3}$$

Значення модуля об'ємної пружності для води можна прийняти $2 \cdot 10^9$ Па, тоді коефіцієнт стиснення $\beta \approx 5 \cdot 10^{-10}$ Па. За формулою (1.2) $\Delta V = 5 \cdot 10^{-3}$ м^3, якщо об'єм 1 м^3 води перенести на глибину 1000 м ($\Delta P = 10^7$ Па) з поверхні. Тобто вода дуже мало стискається.

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

$$\beta_t = \frac{dV}{V} \cdot \frac{1}{dt} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dt} \text{ або } \beta_t = \frac{\Delta V}{V_t} \cdot \frac{1}{\Delta t}. \tag{3.4}$$

Звідки

$$V_2 = V_1 (1 + \beta_t \Delta t), \tag{3.5}$$

де V_1 та V_2 – об'єми рідини відповідно при температурі t_1 та t_2;

$\Delta V = V_2 - V_1$ – зміна об'єму рідини;

$\Delta t = t_2 - t_1$.

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

3. ***Характерні значення температури води. Температура***

найбільшої щільності дистильованої води за нормального тиску $1{,}01 \cdot 10^5$ Па береться 4 °С (3,98 °С).

Температура кристалізації (замерзання) дистильованої води за нормального атмосферного тиску береться рівною 0°С і є початковим значенням температурної шкали термометра Цельсія.

Переохолодження води, тобто зниження її температури замерзання по відношенню до 0°С. На річках переохолодження поверхневого шару води досягає –1°С.

4. ***Теплові характеристики води. Теплоємність С*** **-** це кількість теплоти, яка поглинена тілом при нагріванні його на 1°С

$$C = dS/dt \text{ або } S/\Delta t, \tag{3.6}$$

де $\Delta t = t_2 - t_1$ – зміна температури тіла;

t_1 та t_2 – температура тіла до та після поглинання теплоти.

Питома теплоємність води **–** це кількість теплоти, яка потрібна для нагрівання 1 кг дистильованої води на 1 °С (від 14,5 °С до 15,5 °С). Питома теплоємність води мало залежить від температури, тому у практичних розрахунках її значення дорівнює 4,2 кДж/(кг·°С). Зі збільшенням мінералізації теплоємність її зменшується (на 0,006 кДж/(кг·°С) на 1 ‰).

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

Питома теплота кристалізації (води) $\boldsymbol{L_{кр}}$ **–** це кількість теплоти, яка виділяється при кристалізації 1 кг води при сталій температурі. Для дистильованої води вона дорівнює $33{,}3 \cdot 10^4$ Дж/кг.

Перехід води з рідкого стану у пару супроводжується поглинанням теплоти випаровування $S_в$. Джерелом її є внутрішня енергія самої води, тому при випаровуванні вона охолоджується. Обернений процес – конденсація пари – супроводжується виділенням теплоти $S_к$. Ця здатність визначається питомою теплотою випаровування.

Питома теплота випаровування води $\boldsymbol{L_B}$ – це кількість теплоти, необхідної для переходу 1 кг води з рідкого стану в пару без зміни температури за нормального атмосферного тиску. Питома теплота випаровування води залежить від температури та визначається за

формулою:

$$L_B = (25 - 0{,}24t_n) \cdot 10^5, \tag{3.7}$$

де $25 \cdot 10^5$ Дж/кг – питома теплота випаровування при температурі поверхні води 0^oC;

t_n – температура поверхні води.

Коефіцієнт теплопровідності λ – характеристика молекулярної теплопередачі – чисельно дорівнює кількості теплоти *S*, що проходить крізь 1 $м^2$ ізотермічної поверхні *F* в одну годину при шарі речовини у 1 м і різниці температури Δt на межі шару в 1 ^oC. Залежить від структури речовини, густини, вологості, температури та тиску. Коефіцієнт теплопровідності визначається за даними спостережень за рівнянням:

$$\lambda = -S/[FT\,\Delta t/(\Delta n)]. \tag{3.8}$$

Зі збільшенням температури води від 0 ^oC до 127 ^oC коефіцієнт теплопровідності збільшується, а при подальшому збільшенні температури зменшується. При 0 ^oC коефіцієнт теплопровідності води дорівнює 0,569 Вт/м·^0C.

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

$$\alpha = \lambda / c \cdot \rho. \tag{3.9}$$

Коефіцієнт температуропровідності води при температурі 0 ^oC та 10 ^oC відповідно дорівнює $0{,}485 \cdot 10^{-3}$ та $0{,}504 \cdot 10^{-3}$ $м^2$/годину.

В'язкість – це фізична властивість речовини чинити опір переміщенню однієї її частини відносно іншої. ***Коефіцієнт динамічної в'язкості μ*** – визначає силу тертя, що діє на одиницю поверхні при градієнті швидкості, яка дорівнює одиниці, тому його іноді називають коефіцієнтом внутрішнього тертя.

За законом Ньютона:

$$F = \mu \cdot dv/dn, \tag{3.10}$$

де F – дотичне напруження зсуву на одиницю поверхні;

v – швидкість рідини;

n – нормаль до поверхні.

Коефіцієнт динамічної в'язкості залежить від температури, за формулою Пуазейля:

$$\mu = 0{,}000183\left(1 + 0{,}0337t + 0{,}000221t^2\right), \tag{3.11}$$

де t – температура води.

Коефіцієнт кінематичної в'язкості ν **–** це відношення коефіцієнта динамічної в'язкості μ до густини рідини ρ:

$$\nu = \mu / \rho\,. \tag{3.12}$$

При t = 20 °С дорівнює $1{,}003 \cdot 10^{-3}$ Па·с.

Величина обернена в'язкості є рідкість (текучість) φ:

$$\varphi = 1/\mu\,. \tag{3.13}$$

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

$$F = \sigma l\,, \tag{3.14}$$

де l – довжина контуру поверхні рідини;

σ – коефіцієнт поверхневого натягу, Н/м.

Коефіцієнт поверхневого натягу води залежить від її температури. У межах від – 5...35 °С визначається за формулою:

$$\sigma = \left(75{,}64 - 0{,}15t\right) \cdot 10^3, \text{ Н/м.} \tag{3.15}$$

Радіаційні та оптичні властивості води. Сонячна енергія, яка падає на поверхню води, частково проникає у воду і поглинається, частково відбивається та заломлюється. **Коефіцієнтом відбиття *A*** (альбедо) є відношення відбитої від поверхні води сонячної енергії до падаючої. Значення альбедо при прямій сонячній радіації залежить від деяких факторів, але головним чином від кута падіння радіації φ і кута поглинання i. Відношення синуса кута падіння φ до синуса кута заломлення i є стала величина для даних двох середовищ:

$$n = \sin\varphi / \sin i\,. \qquad (3.16)$$

Величина n називається **відносним коефіцієнтом заломлення.** З підвищенням температури n мало змінюється і тому можна взяти його як сталу n =1,34. Зменшення сонячної енергії з глибиною відбувається за експоненціальним законом Ламберта:

$$I_z = I_0 \cdot e^{-Kz}, \qquad (3.17)$$

де I_0 та I_z – сумарна радіація відповідно на поверхні і на глибині z;
K – ***коефіцієнт поглинання***.

Характеристиками прозорості води є ***відносна прозорість***, яка визначається глибиною зникнення стандартного білого диску, та ***коефіцієнтом прозорості I***, який визначається за формулою:

$$Q_z / Q = I_z\,, \qquad (3.18)$$

де Q – напруження світової енергії на верхній поверхні;
Q_z – теж саме на глибині z;
I – коефіцієнт прозорості при товщині шару z =1.

Електричні властивості. Електропровідність води залежить від домішок–аміаку, вуглекислоти, твердих розчинених речовин. ***Питома електропровідність ρ_e*** чистої води при 18 ^{0}С дорівнює $0{,}038 \cdot 10^{-6}$ Ом$^{-1}$·см$^{-1}$. При контакті води з повітрям її питома електропровідність внаслідок розчинення CO_2 збільшується вдвічі. Характеристикою електричних властивостей речовин є ***відносна діелектрична стала ε.*** Для вакууму вона дорівнює 1, для більшості тіл 2-8, а для води 79-81. Аномально велику

діелектричну сталу надає воді великий дипольний момент молекули води, який дорівнює 1.84 *D*, що характеризує несиметричність будови молекули.

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

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

$$v = \sqrt{P\psi/\rho}\,, \tag{3.19}$$

де P – тиск;

$\psi = C\rho\ /\ Cv$ – відношення теплоємності при сталому тиску до теплоємності при сталому об'ємі;

ρ – густина.

З підвищенням температури швидкість звуку у чистій воді змінюється за параболічним законом. Вода до температури 74 °С має додатний температурний градієнт, далі він стає від'ємним і швидкість звуку зменшується. Швидкість звуку при t =74 °С дорівнює 1557 м/с.

Аналітична залежність швидкості звуку від температури води має вигляд:

$$U = 1557 - 0{,}0245(74 - t)^2. \tag{3.20}$$

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

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

1. Густина води при збільшенні температури води від 0 °С до 100 °С має максимум при температурі $\approx$4 °С, в той час як у інших рідин вона завжди зменшується.

2. При замерзанні вода розширюється, а не стискається, як усі інші рідини. Щільність льоду при 0 °С на 10 % менша від густини води при тій же температурі.

3. Температура замерзання (0 °С) і кипіння (100 °С) аномальна у

порівнянні з температурою гідридів, що входять в однакову з киснем групу періодичної системи Д.І. Менделєєва: сірки – H_2S, селену – H_2Se, телуру – H_2Te.

У відповідності з температурою замерзання і кипіння цих гідридів слід було сподіватись, що вода замерзає при мінус 90 °С, а кипить при мінус 70 °С.

4. Температура замерзання води при збільшенні тиску знижується, а не підвищується. Тому у водоймах на великих глибинах знаходиться рідка вода при температурі значно нижчій за 0 °С.

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

6. Питома теплоємність води у 5-10 разів більша за питому теплоємність інших речовин. Питома теплоємність води зменшується при збільшенні температури від 0 °С до 37 °С, тоді як у інших речовин (крім ртуті) вона збільшується.

7. Питома теплота плавлення льоду надзвичайно висока – $333 \cdot 10^3$ Дж/кг. При зниженні температури питома теплота плавлення не збільшується, а зменшується (на 2,1 Дж на 1 °С).

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

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

10. Вода має великий поверхневий натяг (0,0727 Н/м^2 при 20 °С), більший ніж у інших рідин, крім ртуті (0,465 Н/м^2).

3.2 Фізичні властивості льоду

Щільність льоду $\rho_л$ залежить від його пористості n та мало від його температури:

$$\rho_л = 916{,}9(1 - 0{,}000158t)(1 - n). \qquad (3.21)$$

У практичних розрахунках можна брати при n=0, $\rho_л$=917 кг/м^3. Вплив температури на $\rho_л$ треба враховувати в розрахунках при різниці щільності води та льоду.

Питома теплоємність льоду $C_л$ збільшується з підвищенням

температури і в два рази менша ніж у води

$$C_л = 2{,}117(1 + 0{,}0037t). \qquad (3.22)$$

Вона може вважатись сталою величиною $C_л$=2,12 кДж/ (кг·°С). Об'ємна теплоємність льоду $C_V = C_л \cdot \rho_л$ теж дещо збільшується з підвищенням температури:

$$C_V == 1941(1 + 0{,}0036t)(1 - n). \qquad (3.23)$$

Коефіцієнт теплопровідності $\lambda_л$ та температуропроводності $a_л$ льоду. Значення коефіцієнта теплопровідності льоду з підвищенням температури зменшується лінійно:

$$\lambda_л = 2{,}219(1 - 0{,}00159t) \cdot (2 - 2n)/2n. \qquad (3.24)$$

Звичайно можна брати $\lambda_л$=2,22 Вт/м·°С. Коефіцієнт температуропровідності льоду $a_Л = \lambda_Л / C_{Vл}$ з підвищенням температури знижується у зв'язку з тим, що не тільки зменшується $\lambda_Л$, але й збільшується $C_{Vл}$ при n=0: $a_Л$ = 1,14(1-0,0063t)10^{-6} м^2/с.

Коефіцієнти лінійного α_t та об'ємного β_t теплового розширення льоду. Коефіцієнт об'ємного теплового розширення льоду з підвищенням температури збільшується незначно, тому звичайно можна брати β_t =1,58·10^{-4} °C^{-1}. Коефіцієнт лінійного теплового розширення:

$$a_t = \beta_t / 3 = 0{,}528 \cdot 10^{-4} \cdot C^{-1}. \qquad (3.25)$$

Модуль пружності $E_Л$ і зсуву $G_Л$ та коефіцієнт Пуассона $Y_Л$ льоду – механічні властивості льоду. Ці фізичні характеристики взаємозв'язані:

$$Y_Л = \frac{E_Л}{2G_Л} - 1. \qquad (3.26)$$

Коефіцієнт Пуассона не залежить від температури і змінюється від 0,34 до 0,37.

Модуль пружності лінійно зменшується з підвищенням температури:

$$E_Л = 9 \cdot 10^9 (1 - 1{,}0016t). \qquad (3.27)$$

Величина, обернена модулю пружності, $1/E_Л$ характеризує відносне об'ємне стискання льоду. Модуль зсуву $G_Л = 3 \cdot 10^9$ Па.

Коефіцієнт динамічної в'язкості льоду $\mu_Л$ залежить від структури льоду, характеру навантаження, його тривалості тощо.

Приблизна залежність $\mu_л$ від температури визначається рівнянням:

$$\mu_Л = \left(118 - 9{,}84t + 2{,}92t^2\right) \cdot 10^{10}, \text{ Па·с}. \qquad (3.28)$$

Коефіцієнт відбиття $A_л$, заломлення $П_л$ та поглинання льоду $K_л$. Коефіцієнт відбиття $A_л$ = 0,12 –0,4. Коефіцієнт заломлення $П_л$ = 1.31. Коефіцієнт поглинання льоду $K_л$ = 1 м$^{-1}$.

Питомий електричний опір $\rho_{ел}$ та діелектрична стала льоду $E_л$. Електрична провідність прісноводного льоду у багато разів менша від електричної провідності води.

Діелектрична стала льоду $E_л$ залежить від його температури і частоти електромагнітних хвиль. Притому $E_л$ збільшується з пониженням температури.

При t = -5°С діелектрична стала $E_л$ =73.

Адгезія льоду $\sigma_{ад}$ – примерзання льоду до поверхні твердого тіла. Кількісною характеристикою адгезії $\sigma_{ад}$ служить робота, яку треба зробити, щоб з одиниці площі примерзання зсувом порушити зв'язок між обома тілами. Адгезія залежить від фізичних властивостей контактної поверхні та температури, з пониженням якої адгезія підвищується.

3.3 Фізичні властивості снігу

Щільність $\rho_{сн}$ і пористість $n_{сн}$ снігу. Щільність снігу в залежності від його пористості та вологості дорівнює:

$$\rho_{СН} = \rho_Л (1 - n_{СН}) + k n_{СН} \rho, \qquad (3.29)$$

де $\rho_л$ – щільність льоду;

ρ – густина води;

k – ступінь наповнення пор водою; у сухого снігу $k=0;$ у водо насиченого k=1.

Щільність свіжовипавшого снігу знаходиться в межах 50–250 кг/м^3 і залежить від температури t та швидкості вітру ω:

- при $t \leq 4$ ^{0}С, $\omega \leq 1$ м/с

$$\rho_{СН} = 50 + 140e^{-0,17(2-t)}; \tag{3.30}$$

- при $\omega > 1$ м/с

$$\rho_{СН} = 50 + 20\omega. \tag{3.31}$$

Щільність снігу залежить від тривалості і глибини його залягання. Наявність вологи збільшує $\rho_{сн}$ до 500-600 кг/м^3.

Пористість снігового покриву $n_{сн}$ обумовлена великою кількістю проміжків між кристалами льоду , які утворюють пори. Пористість виражають у відсотках:

$$n_{СН} = 100(1 - \rho/\rho_Л). \tag{3.32}$$

Пористість снігового покриву пов’язана з його структурою і змінюється з його затвердінням від 98 % до 20 %. На початку сніготанення (при щільності 280-300 кг/м^3) пористість дорівнює 73 % – 67 %.

Водопроникність снігового покриву – здатність снігу пропускати воду крізь свою товщу. Вона залежить від кількості, розмірів і форми пор у сніговому покриві, які змінюються під впливом тиску (затвердіння) і температури, від характеру стратифікації снігової товщі, а також від в’язкості води, яка фільтрується крізь сніг. Характеристикою водопроникності є коефіцієнт фільтрації $К_ф$, що виявляє швидкість руху води крізь товщу снігу при гідравлічному схилі, який дорівнює одиниці.

Водоутримуюча здатність снігового покриву (вологомісткість) – γ найбільша кількість рідкої води, яку сніг може утримувати після насичення його водою до повної вологомісткості і дальшого стікання надлишкової гравітаційної води. Водоутримуюча здатність снігового покриву γ визначається за формулою:

$$Y = 100 S_p / S, \tag{3.33}$$

де S_p – максимальна вага талої води у підвішеному стані у визначному об'ємі снігу;

S – загальна вага води, яка утримується у визначеному об'ємі снігу у рідкій та твердій фазах.

Водоутримуюча здатність снігового покриву залежить від його структури та щільності: чим нижча щільність, тим більша водоутримуюча здатність.

Вологість снігу α – кількість води, яка утримується у сніговому покриві протягом певного часу і визначається у відсотках до ваги проби вологого снігу.

Вологість снігу α у відсотках визначають за формулою:

$$a = m \cdot 100 / P, \tag{3.34}$$

де α – коефіцієнт вологості;

m – вміст води у пробі;

P – загальна вага проби.

Питома теплоємність снігу $C_{сн}$. Питома та об'ємна теплоємність сухого снігу така, як і льоду (3.22) та (3.23).

Питома теплоємність вологого снігу:

$$C_{сн} = \frac{C_л}{1 + \frac{к n_{сн}}{1 - n_{сн}} \cdot \frac{\rho}{\rho_л}} \cdot \frac{C}{1 + к \frac{1 - n_{сн}}{n_{сн}} \cdot \frac{\rho_л}{\rho}}, \tag{3.35}$$

де $C_л$ та C – питома теплоємність льоду та води;

$к$ – ступінь наповнення пор водою;

$n_{сн}$ – пористість снігу.

Для сухого снігу при t = 0 ^{0}С $C_{сн}$= $C_л$ = 2,12 кДж/(кг ^{o}С). Об'ємна теплоємність снігу дорівнює

$$C_{V_{сн}} = C_{сн} \cdot \rho_{сн}. \tag{3.36}$$

В зв'язку з тим, що $\rho_{сн}$ значно менше за $\rho_л$, об'ємна теплоємність снігу, особливо сухого, мала. Вологість значно впливає на теплоємність снігу: так при n_c = 0,5 для сухого снігу $C_{сн}$= $C_л$ = 2.,12 кДж/(кг °С), а для вологого снігу при $к$ = 0,3 $C_{сн}$= 4,81 кДж/(кг ^{0}С). Об'ємна теплоємність сухого снігу $V_{СН}$= 972 кДж/(кг °С), а для вологого – 2927 кДж/(кг °С).

Коефіцієнт теплопровідності $\lambda_{сн}$ та температуропровідності a_c снігу. Коефіцієнт теплопровідності снігу λ_c збільшується пропорційно щільності снігу.

- при $\rho_{сн} \leq 350$ кг/м^3

$$\lambda_{СН} = 2{,}85 \cdot 10^{-6} \rho_{СН}^2, \text{ (Вт/м °С)}; \quad (3.37)$$

- при $\rho_{СН} > 350$ кг / м^3

$$\lambda_{СН} = 3{,}56 \cdot 10^{-6} \rho_{СН}^2, \text{ (Вт / м °С)}. \quad (3.38)$$

Коефіцієнт температуропроводності снігу $a_{сн}$ характеризує швидкість передачі температурних коливань та збільшується з підвищенням щільності снігу лінійно:

- при $\rho_{сн} \leq 350$ кг/м^3

$$\alpha_{СН} = 4{,}85 \cdot 10^{-6} \rho_{СН}, \text{ (м}^2\text{/год)}; \quad (3.39)$$

- при $\rho_{СН} > 350$ кг / м^3

$$\alpha_{СН} = 6{,}05 \cdot 10^{-6} \rho_{СН}, \text{ (м}^2\text{/год)}. \quad (3.40)$$

Коефіцієнт відбиття $A_{сн}$ та поглинання $K_{сн}$ снігу. Коефіцієнт відбиття (альбедо) снігу значно більший ніж льоду та ще більший ніж води. У свіжовипавшого снігу $A_{сн}$ = 0,85 ÷ 0,95, у чистого вологого $A_{сн}$ = 0.60 ÷ 0.70, у танучого $A_{сн}$ = 0.30 ÷ 0.40.

Частина енергії сонячної радіації, що надходить у сніг, поглинається ним у верхньому шарі. Коефіцієнт поглинання снігу чистого – $K_{сн}$ = 11 м$^{-1}$, вологого $K_{сн}$ = 30 ÷ 40 м$^{-1}$. Тому 90 % енергії сонячної радіації поглинається у шарі 20 см – при чистому снігу, у шарі 5 см – при вологому снігу.

Сніговий покрив не тільки відбиває значну частину сонячної енергії, але і не допускає її до підстильної поверхні льодяного покриву чи ґрунту.

Питання для самоконтролю

1. Що вивчає наука гідрофізика?
2. Назвіть основні задачі гідрофізики вод суші.
3. Які фізичні властивості води Ви знаєте?
4. Назвіть основні аномалії води.
5. Назвіть основні фізичні властивості льоду.
6. Назвіть основні фізичні властивості снігу.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Основна

1. Атлас України / кер. проекту Л.Г. Руденко, В.С. Чабанюк, А.І. Бочковська; Інститут географії Національної академії наук України і Товариство з обмеженою відповідальністю «Інтелектуальні системи ГЕО», Інтелектуальні Системи ГЕО, 1999–2000. URL: http://www.isgeo.kiev.ua (дата звернення: 25.01.2022)
2. Гопченко Є.Д., Кресс Л.Є., Романчук М.Є. Гідрологія (суші) : конспект лекцій. Одеса: Екологія, 2008. 196с. http://eprints.library.odeku.edu.ua/838/

   3. Кресс Л. Є. Гідрофізика: конспект лекцій. Дніпропетровськ: ПБП „Економіка”, 2006. 117 с. http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/69/
4. Овчарук В. А. Фізична гідрологія: конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ, 2001. 59с. http://eprints.library.odeku.edu.ua/66
5. Загальна гідрологія : підручник / Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Гребінь В.В. та ін. Київ : Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2008. 399 с.
6. Швебс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник. Одеса: Астропринт, 2003. 392 с.

Додаткова

7. Догановський А.М., Малінін В.Н. Гідросфера Землі : навчальний посібник. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 2004. 625 с.
8. Чеботарев А.И. Общая гидрология. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1975. 544 с.

Навчальне електронне видання

ОВЧАРУК Валерія Анатоліївна

ФІЗИКА ГЕОСФЕР ЗЕМЛІ: ҐРУНТІВ, АТМОСФЕРИ, ГІДРОСФЕРИ

РОЗДІЛ «ФІЗИЧНІ ПРОЦЕСИ В ГІДРОСФЕРІ»

Конспект лекцій

Видавець і виготовлювач
Одеський державний екологічний
університет вул.Львівська, 15, м. Одеса,
65016
тел./факс; (0482) 32-
67-35 E-mail:
info@odeku.edu.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої
справи ДК № 5242 від 08.11.2016