

Міністерство освіти і науки України
Національний університет водного господарства
та природокористування
Навчально-науковий інститут енергетики, автоматики та водного
господарства
Кафедра геології та гідрології

01-05-275М

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до виконання практичних і самостійних робіт з дисципліни
«ФІЗИКА ЗЕМЛІ»

для здобувачів вищої освіти першого (бакалаврського) рівня за
освітньо-професійними програмами «Геологія», «Гідрологія»
спеціальності 103 «Науки про Землю» та за спеціальністю 106
«Географія», освітня програма «Конструктивна географія,
управління водними та мінеральними ресурсами»
галузі знань 10 «Природничі науки» денної форми навчання

Рекомендовано
науково-методичною радою з якості
навчально-наукового інституту
енергетики, автоматики та водного
господарства
Протокол № 9 від 21.05.2024 р.

Рівне – 2024

Методичні вказівки до виконання практичних і самостійних робіт з дисципліни «Фізика Землі» для здобувачів вищої освіти першого (бакалаврського) рівня за освітньо-професійними програмами «Геологія», «Гідрологія» спеціальністю 103 «Науки про Землю» та за спеціальністю 106 «Географія», освітня програма «Конструктивна географія, управління водними та мінеральними ресурсами» галузі знань 10 «Природничі науки» денної форми навчання. [Електронне видання] / Холоденко В. С., Гаєвський В. Р.– Рівне : НУВГП, 2024. – 57 с.

Укладачі: Холоденко В. С., к.геогр.н., доцент кафедри геології та гідрології; Гаєвський В. Р., к.т.н., доцент кафедри хімії та фізики.

Відповідальний за випуск: Мельничук В. Г., доктор геологічних наук, професор, завідувач кафедри геології та гідрології

Керівник групи забезпечення спеціальності 103 «Науки про Землю»

Мельничук В. Г.

Керівник групи забезпечення спеціальності 106 «Географія»

Басюк Т. О.

© В. С. Холоденко, В. Р. Гаєвський, 2024
© НУВГП, 2024

Вступ.....	4
1. Вивчення основних фізичних властивостей Землі, Місяця, Сонця та інших космічних об'єктів	6
2. Обчислення маси Землі, середньої густини Сонця, земної кори та океану.....	11
3. Вивчення та обчислення моменту інерції Землі.....	13
4. Вивчення та обчислення тиску, температури внутрішніх оболонок Землі.....	16
5. Вивчення та обчислення тиску, температури і абсолютної висоти внутрішніх оболонок Землі.....	19
6. Вивчення електричного, магнітного, сейсмічного та радіаційного полів Землі.....	24
7. Вивчення гідрофізики Землі. Фізичні властивості молекули води та водяної пари.....	33
8. Вивчення фізичних властивостей води у рідкому стані.....	37
9. Вивчення фізичних властивостей льоду.....	39
10. Вивчення фізичних властивостей снігу.....	42
10.1. Визначення вмісту рідкої води в снігу, добового приходу тепла та окремих характеристик льоду.....	42
10.2. Визначення нульової ізотерми та змін щільності снігу.....	45
11. Завдання для самостійного розв'язування.....	47
11.1. Основні формули та співвідношення.....	47
11.2. Задачі.....	51
Питання гарантованого рівня знань.....	55
Рекомендована та базова література.....	57
Допоміжна література.....	57

Вступ

Методичні вказівки призначені для виконання практичних робіт під час вивчення дисципліни «Фізика Землі» [1].

Методичні вказівки до виконання практичних робіт з навчальної дисципліни «Фізика Землі» складені відповідно до освітньо-професійної програми для спеціальності 103 «Науки про Землю» спеціалізації «Геологія», «Гідрологія» та для спеціальності 106 «Географія» спеціалізації «Конструктивна географія, управління водними та мінеральними ресурсами», робочої програми охоплюють всі змістові модулі за мінімальною кількістю академічних годин /кредитів/, передбачених освітньою програмою та навчальним планом. Фізика Землі є базовою нормативною дисципліною для підготовки фахівців за ОКР бакалавр за освітніми програмами «Геологія», «Гідрологія» та «Конструктивна географія, управління водними та мінеральними ресурсами», що викладається, відповідно, на 2 курсі у I-му семестрі та 1 курсі у I-му семестрі в обсязі 90 годин (22 години – лекції, 20 годин – практичні роботи, 48 годин – самостійна робота). Закінчується — екзаменом. Метою нормативного курсу «Фізика Землі» є вивчення основ сучасної глобальної геофізики, зокрема: - методологічних і теоретичних основ, - методів проведення глобальних геофізичних досліджень; - сучасних інтерпретаційних технологій чисельного розв'язку прямих і обернених задач та їх застосування до побудови моделі глобальної еволюції Землі; - фізичного стану земної речовини та фізичних властивостей оболонок Землі; - прикладних аспектів застосування досягнення фізики Землі для визначення задач екології довкілля та попередження небезпечних природних явищ.

Тому, майбутні фахівці з геології та конструктивної географії повинні вміти знаходити, узагальнювати та використовувати інформацію з фізики Землі, застосовувати ці методи при експлуатації водогосподарських та інших об'єктів, а також аналізувати та оцінювати отримувані результати.

Методичні вказівки покликані допомогти студентам у виконанні практичних робіт з дисципліни «Фізика Землі», вони містять теоретичний матеріал змістових модулів, методику виконання практичних робіт, приклади розв'язання тематичних завдань,

питання гарантованого рівня знань, рекомендовану, базову та допоміжну літературу.

Уважне вивчення наведеної інформації і схем, опрацювання питань гарантованого рівня знань допоможуть студентам успішно справлятися з завданнями поточного і підсумкового контролю.

Що таке розв'язати практичну задачу з фізики Землі?

Що таке *фізична задача*, з чого треба починати розв'язок задач з фізики Землі, чим завершується цей розв'язок. Нерідко трапляється ситуація, коли студент добре знає звичайну теорію курсу фізики чи фізики Землі та володіє лекційним матеріалом, проте зовсім не вміє розв'язувати задачі з фізики, а тим більше з фізики Землі. Деякі студенти зізнаються, що вивчення теорії у них не викликає жодних труднощів, оскільки вони добре запам'ятовують і розуміють формули фізичних законів, визначення. Але як тільки справа доходить до розв'язання задач, вони потрапляють у «глухий кут». Прочитавши умови деяких задач, вони навіть не знають, з чого починати розв'язування. Іноді, розв'язуючи задачу, занурившись у нетрі теорії, написавши багато формул, законів, рівнянь, студент не розуміє, чи розв'язав він вже задачу, чи ще далеко до її розв'язку тощо. Часто, правильно розв'язавши задачу в загальному вигляді, студенти роблять помилки вже у розрахунках, серед яких найпоширенішими є неузгодженість одиниць вимірювання, записаних у різних системах.

Для розв'язання задач з фізики Землі використовуємо такі вісім понять: *фізична система*, *фізична величина*, *фізичний закон*, *стан фізичної системи*, *взаємодія*, *фізичне явище*, *ідеальні об'єкти* й *ідеальні процеси*, *фізична модель*. Ці поняття взаємопов'язані і, таким чином, складають систему. Особливе значення має зв'язок *фізичного явища* зі всіма іншими фундаментальними поняттями. Використання системи фундаментальних понять дає змогу сформулювати найважливіше визначення теоретичної фізичної задачі як фізичного явища, у якому є невідомі зв'язки та величини. **Розв'язати задачу з фізики Землі** – це означає відновити невідомі зв'язки, визначити шукані фізичні величини та проаналізувати геологічний процес як набір фізичних явищ. Якщо задача з фізики Землі відображає насамперед будь-яке фізичне явище, а вже потім

геологічний процес чи геологічне явище (або сукупність фізичних явищ і геологічних процесів), то необхідно не лише мати уявлення про ці явища та процеси (конкретні знання з геології), але й уміти аналізувати будь-яке геологічне явище та процес (використовуючи вже набуті узагальненні знання). Аналіз природного геологічного явища та процесу починається з вибору й аналізу фізичної системи і завершується складанням замкненої системи рівнянь у результаті застосування відповідних фізичних законів. Звідси безпосередньо випливає поділ процесу розв'язання поставленої задачі з фізики Землі на **три етапи: фізичний** (він завершується, якщо складена замкнена система рівнянь), **математичний** (його мета – отримання розв'язку в загальному та числовому вигляді) та **етап аналізу розв'язку**. Єдиного методу розв'язання задач з фізики Землі немає. Проте є загальний підхід (як система методів) до розв'язання будь-якої задачі з фізики Землі.

Задачі з фізики Землі можуть розв'язуватися *експериментально* (лабораторно, за допомогою проведення експериментів) або *теоретично* – розв'язують задачу не застосовуючи вимірювань, тобто розрахунковим шляхом.

У результаті аналізу проведення кожного етапу розв'язання довільної задачі з фізики Землі можна запропонувати **систему загальних методів**: 1) метод аналізу фізичної ситуації задачі; 2) метод застосування фізичного закону; 3) систему загально-окремих методів; 4) метод спрощення й ускладнення; 5) метод оцінювання; 6) метод аналізу розв'язку; 7) метод постановки задачі.

1. Вивчення основних фізичних властивостей Землі, Місяця, Сонця та інших космічних об'єктів

Метою практичного заняття є вивчення основних фізичних властивостей Землі, Місяця, Сонця та інших космічних об'єктів, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання. За сучасною геологічною картою розрахувати радіус Землі; визначити відстань, на яку можна у ясну погоду з г. Говерли ідентифікувати об'єкти, що лежать на горизонті.

Методика виконання. Сонце, що є центральною зіркою, та всі природні космічні об'єкти (планети, супутники, комети, астероїди тощо), які рухаються навколо нього або навколо інших об'єктів

(наприклад, супутники рухаються навколо своїх планет, а супутники разом з планетами рухаються навколо Сонця), формують планетну систему, відому нам як Сонячна система. Вона є складовою галактики – Чумацького шляху. Сонячна система є системою гравітаційно пов'язаних небесних тіл, що складається з центрального масивного тіла – Сонця, восьми великих планет, які рухаються навколо нього по еліпсу за **законами Кеплера** (Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун), понад ста їхніх супутників, поясу астероїдів і поясу Койпера, які складаються з метеоритної речовини, пилу й комет, і далеко розміщених трильйонів астероїдів та комет, що залишилися від формування Сонячної системи (рис. 1.1).



Рис. 1.1. Сонячна система з головними планетами і карликовою планетою Плутон

Головна роль у Сонячній системі належить Сонцю. Його маса приблизно в 750 разів перевищує масу всіх інших тіл, що входять до однойменної системи, і становить близько 99 % усієї її маси. Гравітаційне тяжіння Сонця є визначальною силою для руху всіх тіл Сонячної системи, які обертаються навколо нього.

Сонячна система з головними планетами і карликовою планетою Плутон Більша частина маси тіл, пов'язаних зі Сонцем гравітацією, міститься у восьми відносно відокремлених планетах, що мають майже кругові орбіти й розташовані в межах майже плоского диска – площини екліптики. Чотири менші внутрішні планети (планети

земної групи) Меркурій, Венера, Земля та Марс складаються, головню, зі силікатів і металів. Чотири зовнішні газові гіганти Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун значною мірою складаються з водню та гелію і набагато масивніші, ніж планети земної групи. У Сонячній системі є дві ділянки, заповнені малими тілами. Пояс астероїдів, що розташований між Марсом і Юпітером, за складом подібний до планет земної групи, оскільки складається переважно зі силікатів і металів. Найбільшими об'єктами поясу астероїдів є Церера, Паллада та Веста. За орбітою Нептуна розташовано транснептунові об'єкти (пояс Койпера), що складаються зі замерзлої води, аміаку й метану, найбільшими з яких є Плутон (26 Генеральна асамблея Міжнародного астрономічного союзу 2006 р. виключила його зі складу планет), Седна, Хаумеа, Макемаке й Ерида. Додатково до тисяч малих тіл у цих двох 24 ділянках є інші популяції різноманітних дрібних тіл, таких як комети, метеороїди та космічний пил, що рухаються навколо Сонця. Окрім світла, Сонце випромінює безперервний потік заряджених частинок (плазми), в основному гелієво-водневої плазми з невеликою домішкою більш важких елементів, відомих як сонячний вітер. Цей потік частинок поширюється зі швидкістю приблизно 1,5 млн. км на годину, наповнюючи навколосонячний простір і створюючи довкола Сонця певний аналог планетарної атмосфери (геліосферу), яка простягається на відстань близько 100 а.о. від Сонця. Вона відома як міжпланетне середовище. Проте магнітне поле Землі заважає сонячному вітру зірвати її атмосферу. Венера і Марс не мають магнітного поля, тому сонячний вітер поступово здуває їхні атмосфери в космос. Те, що Земля, як і будь-які інші планети, є кулястою, не викликає жодних сумнівів. Проте слід пам'ятати, що найбільш поширеними доказами кулястості Землі є такі: куляста тінь від Землі на Місяці при місячних затемненнях (доказ Арістотеля); збільшення тіні від вертикальних об'єктів у напрямку від екватора до полюсів у один і той самий день року (метод Ератосфена); поступове «занурювання» корабля за обрїй у відкритому океані; аналогія з іншими небесними тілами; збільшення дальності видимого горизонту з підняттям угору; сучасні космічні дослідження.

Задача 1. Із сучасної геологічної карти України знайти радіус Землі R_{\oplus} ? (визначення за широтою Києва (φ_1) та Одеси (φ_2), за

відстанню L між цими містами). L – відстань між містами по карті (довжина меридіана 111 км) ≈ 444 км.

Вихідні дані: φ_1 – широта Києва ($\approx 50^\circ$); φ_2 – широта Одеси ($\approx 46^\circ$).

Насправді радіус Землі змінюється залежно від широти (зменшується від полюсів до екватора) через її сплюснутість – Середній радіус Землі $R_\oplus = 6371$ км.

Знайти: радіус Землі (R_\oplus).

Розв’язок: Використаємо рис. 1.2.

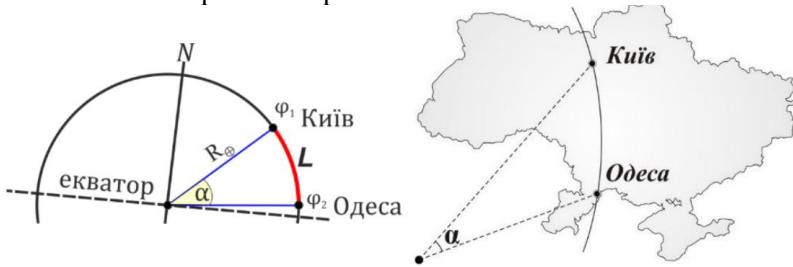


Рис. 1.2. Радіус Землі R_\oplus із сучасної геологічної карти України

Оскільки відомо, що довжина кола дорівнює $L = 2\pi R$, а

α – це різниця між значенням широти, наприклад, Києва (φ_1) та Одеси (φ_2), що лежать приблизно на одному меридіані, виражаємо цей кут формулою: $\alpha = \varphi_1 - \varphi_2 = 50^\circ - 46^\circ = 4^\circ$.

$$\text{Тоді } \frac{2\pi R_\oplus}{L} = \frac{360^\circ}{\alpha} \Rightarrow 2\pi R_\oplus = \frac{360^\circ \cdot L}{\alpha} \Rightarrow R_\oplus = \frac{360^\circ \cdot L}{2\pi\alpha} = \frac{180^\circ \cdot L}{\pi(\varphi_1 - \varphi_2)} = \frac{180 \cdot 444}{3,14 \cdot 4} = 6363 \text{ км.}$$

Згідно варіанта за таблицею 1 розрахувати радіус Землі.

Таблиця 1.1

Вихідні дані для розрахунку радіуса Землі

№ варіанта	Від міста	До міста	Відстань, L , км	Широта від міста/широта до міста (без секунд)	Радіус Землі, R_\oplus , км
1	Рівне	Чернівці	320	50°37'/48°17'	
2	Черкаси	Миколаїв	320	49°25'/46°57'	
3	Донецьк	Маріуполь	110	48°01'/47°07'	
4	Суми	Полтава	177	50°55'/49°35'	
5	Кременчук	Кривий Ріг	156	49°04'/47°57'	
6	Суми	Севастополь	895	50°55'/44°35'	
7	Санкт-	Київ	1220	59°56'/50°27'	

	Петербург			
8	Луцьк	Коломия	339	50°45'/48°31'
9	Ковель	Івано-Франківськ	346	51°12'/48°55'
10	Коростень	Вінниця	214	50°57'/49°23'
11	Львів	Донецьк	1259,1	49°50'/48°01'
12	Київ	Харків	477,3	50°27'/49°58'
13	Чернігів	Житомир	283	51°30'/50°15'
14	Рівне	Черкаси	515,9	50°37'/49°25'
15	Ужгород	Одеса	1072,9	48°37'/46°28'
16	Рівне	Херсон	772,4	50°37'/46°39'
17	Мурманськ	Рівне	2701,8	68°58'/50°37'
18	Умань	Луганськ	801,2	48°44'/48°34'
19	Кіровоград	Чернівці	579,5	48°30'/48°17'
20	Дубно	Острог	83,4	50°25'/50°19'

Задача 2. Визначити відстань, на яку можна у ясну погоду з г.

Говерли ідентифікувати об'єкти, що лежать на горизонті.

Вихідні дані: h – висота г. Говерли, 2061 м; R – радіус Землі, 6371 км, рис. 3.

Знайти: видиму відстань L – ?

Розв'язок: Оскільки з прямокутного трикутника BOC – кут $BCO = 90^\circ$, то можна використати теорему Піфагора: квадрат гіпотенузи дорівнює сумі квадратів катетів – $OB^2 = BC^2 + OC^2$. Видима відстань $L = BC$, яку необхідно знайти, дорівнюватиме: $BC^2 = OB^2 - OC^2$. Оскільки $OC = R_\oplus$, $OB = R_\oplus + h$, тоді: $BC^2 = (R_\oplus + h)^2 - R_\oplus^2$.

$$BC = \sqrt{(R_\oplus + h)^2 - R_\oplus^2} \Rightarrow BC = \sqrt{R_\oplus^2 + 2R_\oplus h + h^2 - R_\oplus^2}$$

Оскільки висота г. Говерли є значно меншою від радіуса Землі ($h^2 \ll R_\oplus$), тоді отримаємо: $L = BC = \sqrt{2R_\oplus h}$.

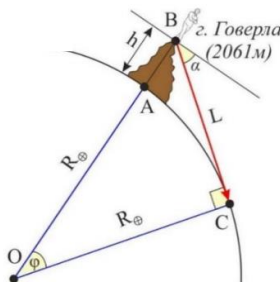


Рис. 1.3. Визначення відстані, на яку можна ідентифікувати об'єкти на горизонті з г. Говерли

Якщо висота гори Говерли = 2,061 км, а середній радіус Землі $R_{\oplus} = 6371$ км, тоді видима максимальна відстань може становити:

$$L = BC = \sqrt{2R_{\oplus}h} = \sqrt{2 \cdot 6371 \cdot 2,061} \approx 162 \text{ км.}$$

2. Обчислення маси Землі, середньої густини Сонця, земної кори та океану

Метою практичного заняття є обчислення маси Землі, середньої густини Сонця, земної кори та океану, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання. Знайти масу Землі з карти України, середню густину Сонця, середню густину земної кори та океану.

Методика виконання. Розглянемо методику виконання на основі задач 1-4.

Задача 1. Знайти масу Землі M_{\oplus} з карти України (за широтами Києва (φ_1) та Одеси (φ_2), відстанню L між цими містами).

Вихідні дані: φ_1 – широта Києва ($\approx 50^\circ$); φ_2 – широта Одеси ($\approx 46^\circ$); L – відстань між містами на карті (≈ 444 км).

Знайти: масу Землі (M_{\oplus}).

Розв'язок: Використаємо рис. 2.1.

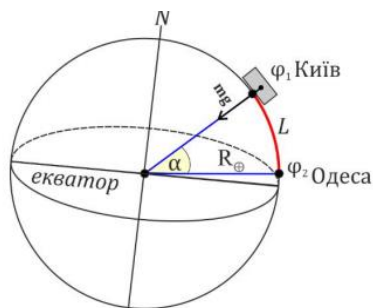


Рис. 2.1. Маса Землі (M_{\oplus}) з карти України

Сила ваги тіла, що лежить на поверхні Землі, та сила гравітаційного тяжіння, з яким це тіло притягується до Землі, дорівнюють одна одній: $F_{\text{т.}} = F_{\text{гр.}}$. $F_{\text{т.}} = \mathbf{mg}$; $F_{\text{гр.}} = G \frac{M_{\oplus}m}{R_{\oplus}^2}$.

де m – маса тіла, G – гравітаційне поле Землі, $6,67 \cdot 10^{-11} (\text{Н} \cdot \text{м}^2) / \text{кг}^2$.
 M_{\oplus} і R_{\oplus} – маса та радіус Землі відповідно. Підставивши формули
отримаємо $mg = G \frac{M_{\oplus} m}{R_{\oplus}^2}$. Скоротивши на m , отримаємо

тоді $g = G \frac{M_{\oplus}}{R_{\oplus}^2}$. Підставивши значення R_{\oplus} , яке з попередньої задачі

(тема 1) дорівнює: $R_{\oplus} = \frac{180^0 L}{\pi(\varphi_1 - \varphi_2)}$.

Масу Землі визначимо за рівнянням:

$$M_{\oplus} = \frac{g R_{\oplus}^2}{G} = \frac{g}{G} \cdot \frac{(180^0)^2 \cdot L^2}{\pi^2 (\varphi_1 - \varphi_2)^2} = \frac{9,81}{6,67 \cdot 10^{-11}} \cdot \frac{360 \cdot 197136}{9,86 \cdot 16} = 14707646179,11 \cdot 44985396 =$$

$$= 661629287462273918 = 6,62 \cdot 10^{16} \text{ кг}$$

Отже, в кожній окремі точці на Землі сила ваги тіл, що лежать на ній буде різною, а відповідно і маса Землі – різна.

Розрахувати масу Землі за варіантом таблиці 1.1, теми 1.

Задача 2. Знайти середню густину Сонця.

Вихідні дані: M_{\odot} – маса Сонця ($1,98 \cdot 10^{30}$ кг); R_{\odot} – радіус Сонця (695800 км = 695800000 м).

Знайти: $\bar{\rho}_{\odot}$.

Розв'язок: середня густина Сонця, як і будь-якого тіла кулястої форми, приблизно дорівнюватиме:

$$\bar{\rho}_{\odot} = \frac{M_{\odot}}{V} = \frac{M_{\odot}}{\frac{4}{3} \pi R_{\odot}^3} = \frac{1,98 \cdot 10^{30}}{0,75 \cdot 3,14 \cdot 6958 \cdot 10^5} = 1,21 \cdot 10^{21} \text{ кг} / \text{м}^3$$

За розрахунками, середня густина Сонця становить $1410 \text{ кг} / \text{м}^3$.

Задача 3. Знайти середню густину земної кори.

Вихідні дані: $M_{\text{кори}}$ – маса земної кори ($2,6 \cdot 10^{22}$ кг); R_{\oplus} – радіус Землі (6371 км = 6371000 м); $H_{\text{кори}}$ – середня товщина земної кори (17 км) (земна кора знаходиться на глибині від 0 до 35 км).

Знайти: $\bar{\rho}_{\text{кори}}$.

Розв'язок: середня густина земної кори - це є відношенням маси земної кори до її об'єму: $\bar{\rho}_{\text{кори}} = \frac{M_{\text{кори}}}{V_{\text{кори}}}$.

Зважаючи на те, що товщина земної кори набагато менша від радіуса Землі, то об'єм можна визначити як добуток площі поверхні сфери з радіусом $R_{\oplus} = (4\pi R_{\oplus}^2)$ на середню товщину кори $H_{\text{кори}}$, тоді:

$$\overline{\rho}_{\text{кори}} = \frac{M_{\text{кори}}}{4\pi R_{\oplus}^2 \cdot H_{\text{кори}}} = \frac{2,6 \cdot 10^{22}}{4 \cdot 3,14 \cdot (6371000)^2 \cdot 17} = \frac{2,6 \cdot 10^{22}}{8,666700146 \cdot 10^{15}} = 0,30 \cdot 10^7 \text{ кг} / \text{м}^3$$

Задача 4. Знайти середню «густину» океану.

Вихідні дані: $M_{\text{води}}$ – маса води та льодовиків ($1,6 \cdot 10^{21}$ кг) (маємо на увазі, що 1 м^3 води має вагу 1000 кг, отже $1,6 \cdot 10^{18} \text{ м}^3$ – це $1,6 \cdot 10^{21}$ кг); R_{\oplus} – радіус Землі (6371 км=6371000 м); $H_{\text{св.ок.}}$ – середня глибина океану (3770 м).

Знайти: $\overline{\rho}_{\text{ок.}}$

Розв'язок: «середня» густина океану дорівнюватиме відношенню маси води до об'єму всієї води. Вважаючи, що середня глибина Світового океану набагато менша від радіуса Землі,

матимемо: $\overline{\rho}_{\text{ок}} = \frac{M_{\text{води}}}{V_{\text{води}}}$

$$\overline{\rho}_{\text{ок}} = \frac{M_{\text{води}}}{4\pi R_{\oplus}^2 \cdot H_{\text{ок}}} = \frac{1,6 \cdot 10^{21}}{4 \cdot 3,14 \cdot (6371000)^2 \cdot 3770} = \frac{1,6 \cdot 10^{21}}{1,92 \cdot 10^{18}} = 0,83 \cdot 10^3 = 830 \text{ кг} / \text{м}^3$$

3. Вивчення та обчислення моменту інерції Землі

Метою практичного заняття є вивчення та обчислення моменту інерції Землі, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання. Знайти момент інерції та момент імпульсу Землі.

Методика виконання. Момент інерції Землі є важливою фізичною характеристикою, що визначає інтенсивність падіння тіла з космосу та характеризує розподіл мас у тілі, і поряд із масою є мірою інертності тіла при поступальному русі. Ця фізична величина залежить від того, навколо якої осі тіло обертається і як розподілена його маса по об'єму. Головний момент інерції – це момент інерції щодо головної осі, яка проходить через центр мас. Отже, момент інерції тіла щодо осі обертання залежить від маси тіла та від розподілу цієї маси. Чим більша маса тіла і чим далі ця маса розташована від уявної осі обертання, тим більший момент інерції має тіло. Оскільки Земля, внаслідок гравітаційної диференціації, складається з кількох шарів, що мають різну густину і віддалені на різній відстані, то важливим є внесок кожного шару (земної кори,

мантії, ядра) у загальний момент інерції Землі. Стосовно густини відомо, що ядро є щільнішим і розташованим найближче до осі обертання, на відміну від легшої силікатного складу мантії, тому слід оцінити внесок оболонок у загальне значення моменту інерції.

Момент інерції Землі можна обчислити *двома способами*: 1) способом, який використовує закон збереження моменту імпульсу Землі (за масою Місяця); 2) способом додавання моментів інерції кожної з оболонок Землі: земної кори, мантії, ядра.

Метод знаходження моменту інерції Землі, коли використовується закон збереження моменту імпульсу Землі, базується на основі припущення про утворення Місяця із частинок речовини, що відділилися від Землі у результаті вибуху. Тому формула, що відображає момент інерції Землі (або будь-якої планети) така:

$$I_{\oplus} = \frac{1}{\omega_{\oplus}} \cdot R_{\oplus} M_{\zeta} v_{1k} \quad (3.1)$$

де R_{\oplus} – радіус Землі, $R_{\oplus} = 6,371 \cdot 10^6$ м; M_{ζ} – маса Місяця, тобто сума усіх частинок, що відділилися від Землі, з яких сформувався Місяць, $M_{\zeta} = 7,35 \cdot 10^{22}$ кг; v_{1k} – перша космічна швидкість, що для планети Землі становить $v_{1k} = 7,9 \cdot 10^3$ м/с; ω_{\oplus} – кутова швидкість обертання Землі, $\omega_{\oplus} = 2\pi/T_{\oplus}$, де T_{\oplus} – період добового обертання Землі навколо своєї осі, $T_{\oplus} = 8,64 \cdot 10^4$ с. Тоді $I_{\oplus} = 5,2 \cdot 10^{37}$ кг · м².

Момент інерції Землі шляхом пошарового додавання моментів інерції кожної з оболонок Землі визначається за формулою

$$I_{\oplus} = \frac{8}{15} \cdot \pi \rho (R_{\oplus}^5 - R_{\text{я}}^5) + \frac{2}{5} M_{\text{я}} R_{\text{я}}^2 \quad (3.2)$$

де $\rho = 3,0 \cdot 10^3$ кг/м³, радіус Землі $R_{\oplus} = 6,371 \cdot 10^6$ м, радіус ядра $R_{\text{я}} = 1,216 \cdot 10^6$ м, маса ядра $M_{\text{я}} = 1,92 \cdot 10^{24}$ кг.

І момент інерції кожної з оболонок Землі дорівнює $5,38 \cdot 10^{37}$ кг · м².

Отже, значення моменту інерції Землі, що визначене двома різними способами, є майже однаковим. Це підтверджує розподіл густини у Землі та зосередження приблизно половини маси Землі у твердому земному ядрі.

Задача 1. Знайти момент інерції (I_{\oplus}) та момент імпульсу Землі (L) за відомими радіусом і масою, припустивши, що Земля є суцільним кулястим тілом однорідного складу, яке обертається навколо своєї осі.

Вихідні дані: R_{\oplus} – радіус Землі (6371 км=6371000 м); M_{\oplus} – маса Землі ($5,972 \cdot 10^{24}$ кг).

Знайти: I_{\oplus}, L .

Розв’язок: момент інерції, якщо припустити, що Земля є суцільним тілом кулястої форми з однорідною густиною, визначається за формулою:

$$I_{\oplus} = \frac{2}{5} \cdot M_{\oplus} \cdot R_{\oplus}^2 = \frac{2}{5} \cdot 5,972 \cdot 10^{24} \cdot (6,371 \cdot 10^6)^2 = 9,7 \cdot 10^{37} \text{ кг} \cdot \text{м}^2.$$

Момент імпульсу (L) Земної кулі буде визначатися:

$$L = I_{\oplus} \cdot \omega_{\oplus} = I_{\oplus} \frac{2\pi}{T_{\oplus}} = 9,7 \cdot 10^{37} \cdot \frac{2 \cdot 3,14}{8,64 \cdot 10^4} = 7,05 \cdot 10^{33} \text{ кг} \cdot \text{м}^2 / \text{с}.$$

Нижче наведена табл. 3.1, у якій подані дані для розрахунку моментів інерції оболонок Землі. Проводимо за другим способом – шляхом пошарового додавання моментів інерції кожної з оболонок Землі.

Таблиця 3.1

Верхні (R_2) і нижні (R_1) межі оболонок Землі та їхня густина

Оболонки Землі	Густина, $\cdot 10^3$, кг/м ³	Глибина, км	Нижня межа R_1 , км $\times 10^6$	Верхня межа R_2 , км $\times 10^6$	Момент інерції*, I_{\oplus} , кг \cdot м ²
Земна кора	2,7-3,3	65	6306	$R_{\oplus}=6371$	
Верхня мантия	3,3-5,0	700	5671	6306	
Нижня мантия	5,0-5,7	2885	3486	5671	
Зовнішнє ядро	9,9-12,2	5155	1216	3486	
Внутрішнє ядро	12,6-13,0	6371	0	$R_{\text{я}}=1216$	

*Доповнити таблицю самостійно, визначивши моменти інерції кожної з оболонок Землі й оцінити, яка з оболонок дає найбільший вклад у момент інерції Землі та порівняйте сумарні значення моменту інерції з моментом інерції як тіла сферичної форми зі середньою густиною $5,6 \cdot 10^3$ кг/м³.

Масу оболонок Землі знаходимо за формулою, враховуючи, що тіла сферичної форми

$$M = \rho \cdot V = \rho \cdot 0,33\pi h (R_2^2 R_2 - R_1^2 R_1). \quad (3.3)$$

4. Вивчення та обчислення тиску, температури внутрішніх оболонок Землі

Метою практичного заняття є вивчення та обчислення тиску, температури внутрішніх оболонок Землі, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання. Знайти тиск у центрі Землі, визначити температуру гірських порід у найглибшій шахті України, температуру повітря в шахті у літній та зимовий період.

Методика виконання. Від поверхні Землі до її центру зростають густина, а відповідно – і тиск гірських порід у різних оболонках геосфери внаслідок зростання сили тяжіння порід, характерних для кожної геосфери, що залягають вище. Так, тиск у центрі планети за підрахунками (тобто відомими розмірами Землі та границь її геосфер) і геофізичними дослідженнями, припустивши, що густина внутрішнього твердого ядра приблизно $12,5 \cdot 10^3$ кг/м³, становить $3,6 \cdot 10^{11}$ Па. Нижче подана табл. 4.1, яка дає уявлення про тиск і температуру в мантії на глибинах, а задачі дають розуміння й уявлення про те, як визначати тиск в оболонках Землі та на їхніх межах.

Таблиця 4.1

Характеристики мантії за геофізичними дослідженнями

Глибина, км	Густина, 10 ³ , кг/м ³	Тиск, 10 ¹¹ , Па	Температура, К
100	3,359	0,0314	1610
200	3,420	0,0649	1610
300	3,479	0,0988	1680
400	3,540	0,1332	1750
500	3,742	0,171	1975
650	4,051	0,231	2075
800	4,365	0,295	2412
1000	4,570	0,386	2462
1250	4,712	0,502	2525
1500	4,850	0,621	2587
1750	4,985	0,743	2650
2000	5,116	0,869	2712
2250	5,242	0,999	2775

2500	5,365	1,134	2838
2885	5,550	1,354	2934

Задача 1. Знайти тиск у центрі Землі, припустивши, що Земля однорідна.

Вихідні дані: ρ_{\oplus} – середня густина Землі (5,515 г/см³); R_{\oplus} – радіус Землі (6371 км=6371000 м).

Знайти: p_{\oplus} .

Розв'язок: Використаємо рис. 4.1.

$$\text{З рівняння } p(h) = \frac{2\pi}{3} G \rho^2 (2R_{\oplus} h - h^2) \quad (4.1)$$

Знаходимо тиск у центрі Землі (тобто задаємо необхідну умову $R_{\oplus} = h$):

$$p = \frac{2\pi}{3} G \rho^2 R_{\oplus}^2 = \frac{2 \cdot 3,14}{3} \cdot 6,67 \cdot 10^{-11} \cdot (5,515)^2 \cdot (6371000)^2 \approx 1,7 \cdot 10^{11} \text{ Па.}$$

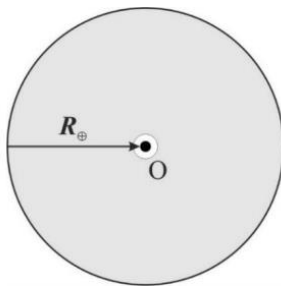


Рис. 4.1. Тиск у центрі Землі (Земля однорідна)

Відомо, що нормальний атмосферний тиск дорівнює приблизно 10^5 (101 325) Па. Отже, тиск у центрі Землі перевищує на шість порядків нормальний атмосферний тиск.

Проте за сейсмічними даними густина в центрі Землі у внутрішньому ядрі є більшою і становить $\rho = 12,5 \cdot 10^3$ кг/м³. Тому відповідно тиск теж майже у два рази буде більшим: $p = 3,6 \cdot 10^{11}$ Па.

Основним джерелом внутрішньої теплової енергії є енергія радіоактивного розпаду хімічних елементів у надрах Землі. Внутрішнє тепло дає поєднання залишкового тепла від планетарної акреції з теплом, що виникає внаслідок радіоактивного розпаду

хімічних елементів. За різними оцінками, від 45 до 90 % тепла, що виходить із Землі, походить від радіоактивного розпаду елементів, що головним чином розташовані у мантиї. Підраховано, що 1 г радію виділяє 140 ккал тепла за годину, а при повному його перетворенні у свинець виділяється 3 млн. ккал, що еквівалентно згоранню 500 кг кам'яного вугілля. **Температура** у земних оболонках з глибиною зростає. Зміна температури (в градусах Цельсія) на кожні 100 м глибини у надрах Землі називається **геотермічним градієнтом**. Відстань у метрах, упродовж якої температура підвищується на 1 °С, називається **геотермічним ступенем**. Величину геотермічного градієнта й геотермічного ступеня відраховують від поясу, що має постійну температуру і залягає на глибинах близько 15–40 м, залежно від географічного положення місцевості. Величина геотермічного градієнта у середньому становить 3 °С на кожні 100 м, а величина геотермічного ступеня – 33 м. Проте у різних районах Землі значення цих величин неоднакові. Наприклад, величина геотермічного ступеня у верхніх шарах літосфери змінюється в межах: у Донбасі – 28–33 м, у Харкові – 37,7 м, у США – 7–138 м, а максимально у Південній Африці – 167 м. Згідно з розрахунками, до глибини 20 км зберігається геотермічний ступінь, який відомий для поверхневих горизонтів Землі. Нижче 20 км, ймовірно, зростання температури з глибиною уповільнюється, оскільки за такого геотермічного градієнта температура у центрі Землі досягала би 45 тис. °С, що призвело би до порушення магнітних властивостей залізо-нікелевого ядра, а температура, за різними підрахунками, у ядрі становить близько 7000 °С. У різних точках Землі при бурінні свердловин зафіксовані теж неоднакові значення температур: у Північному Прикаспії – 108,3 °С на глибині 3 000 м, у США – 244 °С на глибині 7 136 м, у Краснодарському краї – 219,4 °С на глибині 6267 м.

Задача 2. Визначити температуру гірських порід у найглибшій шахті України – шахті Шахтарська-Глибока (Донецька обл.), що міститься на глибині близько 1 546 м, якщо температура шару земної кори, яка не залежить від пори року, становить 10 °С.

Вихідні дані: h – глибина шахти, (1 546 м); T_1 – температура шару земної кори, (10 °С).

Знайти: T .

Розв'язок: Через кожні 33 м температура підвищується на 1 °С, тому: $\Delta T = \frac{1546}{33} = 47^{\circ}\text{C}$. Отже, температура гірських порід у шахті становитиме: $T = T_1 + \Delta T = 47 + 10 = 57^{\circ}\text{C}$.

Задача 3. Якою буде температура повітря в шахті глибиною 1 400 м у різні пори року: влітку при температурі повітря на поверхні +25 °С і взимку при температурі –25 °С?

Вихідні дані: h – глибина шахти, (1 400 м); T_1 – температура шару земної кори влітку, (+25 °С); T_2 – температура шару земної кори взимку, (–25 °С).

Знайти: T .

Розв'язок: Визначимо, наскільки збільшиться температура на глибині 1 400 м, використовуючи геотермічний ступінь (33 м / 1 °С):

$$\Delta T = \frac{h}{33} = \frac{1400}{33} = 42,4^{\circ}\text{C}.$$

Тому температура повітря в шахті у різні пори року становитиме: $T = T_1 + \Delta T$. (4.2)

Влітку температура буде $T = 25 + 42,4 = 67,4^{\circ}\text{C}$, а взимку – $T = -25 + 42,4 = 17,4^{\circ}\text{C}$.

5. Вивчення та обчислення тиску, температури і абсолютної висоти внутрішніх оболонок Землі

Метою практичного заняття є вивчення та обчислення тиску, температури і абсолютної висоти внутрішніх оболонок Землі, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання Визначити температуру на найвищій вершині Українських Карпат, на найвисокогірнішій метеорологічній станції «Пожижевська» та її абсолютну висоту, атмосферний тиск на вершині г. Роман-Кош, абсолютну висоту гори, атмосферний тиск на вершині айсберга, напрямок і швидкість вітру.

Методика виконання. **Атмосфера** – газова оболонка Землі, що утворена зі суміші газів, які мають різне походження та вік. Первинна атмосфера за своїм складом була зовсім іншою, ніж сучасна атмосфера. Первинна, або безкиснева атмосфера, головним чином, була складена продуктами виплавлення та дегазації речовин земних надр. Це була суміш водню, метану, аміаку, парів води та ін.

Наявність у ній значного вмісту вуглекислого газу сумнівна. Про це свідчать сліди великих зледенень у древніших шарах Землі. Усі гази первинної атмосфери, що входять у сучасну атмосферу, виділялися із глибин Землі поступово, протягом значної частини геологічної історії нашої планети або були перетворені вже у самій атмосфері в результаті дегазації. Більшість газів земної кори та мантиї вступали у реакцію з водою та мінералами кори, певна частина молекул цих газів розщеплювалася під дією сонячної радіації. Гази виходили на земну поверхню під час вулканічних процесів по великих розломах земної кори, повільно просочувались у зовнішній простір крізь крихіткі та пористі породи. Поле тяжіння Землі притягувало гази, що вийшли із земних надр і з'єднувалися між собою внаслідок хімічних реакцій. Поступово густина первинної атмосфери підвищувалася за рахунок безперервної дегазації земних надр. Переважна більшість водяної пари конденсувалася і випадала на Землю, а меншість – залишалась у газоподібному стані над землею. Деякі гази (інертний аргон) накопичувалися в атмосфері. Такі гази як аргон і гелій утворювалися шляхом розпаду радіоактивних елементів. Близько 3,5 млрд. років тому атмосфера була азотно-аміачно-вуглекислою, у ній вміст CO_2 досягав 50-60 %. У ранньому протерозої (2,6 – 1,9 млрд. років тому) відбулася зміна складу первинної атмосфери у результаті процесів гідратації океанічної кори океанічними водами. З того часу почав діяти потужний механізм з'єднання CO_2 у карбонатах, а його парціальний тиск у атмосфері почав зменшуватися. Із рифтових зон серединно-океанічних хребтів у відкритий океан почала надходити значна кількість «свіжих» гірських порід і почали відкладатися потужні товщі карбонатних порід. Ці породи зв'язувалися з CO_2 , що перед тим накопичився у первинній архейській атмосфері (3,5–2,6 млрд. років тому). Одночасно з карбонатами із рифтових зон виносилося двовалентне залізо, яке на мілководді поступово окислювалося до тривалентного, посилено поглинаючи кисень, який виробили мікрободорості. Тому в докембрійську епоху атмосфера Землі мала дуже низький парціальний тиск кисню. Лише після повного зникнення вільного заліза у мантиї, на межі протерозою та фанерозою (570 млн. років тому), кисень почав накопичуватися в атмосфері. Вільний кисень, що виділювався із земних надр, практично увесь пішов на окислення деяких металів верхньої товщі Землі.

Маса кисню становила близько 33 % від його сучасної маси і поступово збільшувалася. Незначним джерелом формування кисню був розпад молекул води на складові частини під дією ультрафіолетового випромінювання Сонця у верхніх шарах повітряної оболонки Землі. Проте основна маса кисню вивільнялася внаслідок фотосинтезу. Поява кисню в первинній атмосфері різко змінила її склад. Він поглинався в океанах, розчинявся у його водах і осаджувався у вигляді вугільної кислоти, що сприяло формуванню вапнякових товщ. Поступово в атмосфері Землі почав переважати азот N_2 і збільшуватися кисень. Близько 200 млн. років тому сформувалася сучасна вторинна атмосфера, в якій переважає азот. Повітряна оболонка – атмосфера, як і тверде тіло Землі, не є симетричною щодо центру сили тяжіння Землі. Маса атмосфери з урахуванням особливостей рельєфу Землі та розподілу температури по її поверхні становить $5,27 \cdot 10^{18}$ кг. У теплий період вона більша, ніж у холодний, приблизно на 10^{10} кг. Крім того, у результаті планетарного тепла та масообміну маса атмосфери має сезонний перерозподіл. Наприклад, зі січня до липня з Північної півкулі мігрує у Південну близько $4 \cdot 10^{15}$ кг повітря. Маса атмосфери розподілена по висоті нерівномірно: 50 % її зосереджено у нижньому 5-кілометровому шарі, 75 % – до висоти 10 км; 99 % – у нижньому 30-кілометровому шарі. Нижньою межею атмосфери є поверхня материків та океанів. Верхню границю атмосфери виділити складно. На поверхні Землі густина повітря приблизно дорівнює $\rho \approx 1,24-1,30$ кг/м³. З висотою значення ρ зменшується і на висоті 60-70 тис. км над земною поверхнею поступово наближається до густини міжпланетного середовища. Важливими характеристиками фізичного стану атмосфери є, крім густини, атмосферний тиск, температура та вологість повітря тощо. Усі ці характеристики змінюються як по вертикалі, так і по горизонталі, проте найбільш різкі зміни спостерігаються у вертикальному напрямку. Виділяють по вертикалі декілька шарів: тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, екзосфера. Температура повітря у нижніх шарах атмосфери знижується з висотою у середньому на 6 °С на кожен 1 км висоти (вертикальний градієнт температури). Натомість у горизонтальному напрямку на 6 °С температура змінюється лише через 500-600 км. Атмосферний тиск

у повітряній оболонці з підняттям угору знижується на 1 мм рт. ст. на кожні 10 м підйому.

Задача 1. Визначити температуру на найвищій вершині Українських Карпат, якщо біля підніжжя вона становить $20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Вихідні дані: T_1 – температура біля підніжжя, ($20\text{ }^{\circ}\text{C}$); H – висота г. Говерли, ($2,061\text{ км}$).

Знайти: T .

Розв’язок: При піднятті на 1 км температура знижується на 6 градусів. Таким чином, зміна температури від підніжжя до г. Говерли становитиме: $\Delta T = H \cdot 6 = 2,061 \cdot 6 = 12,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Біля підніжжя температура $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, тоді на горі Говерлі температура буде нижчою і становитиме: $T = 20 - 12,4 = 7,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Задача 2. На найвисокогірнішій метеорологічній станції «Пожижевська», що розташована у Карпатах неподалік г. Говерли, температура повітря на $3,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ вища, ніж на найвищій вершині Українських Карпат. Визначити, на якій абсолютній висоті працює ця метеостанція.

Вихідні дані: Δt – зміна температури, ($3,8\text{ }^{\circ}\text{C}$); H_2 – висота г. Говерли, ($2,061\text{ км}$).

Знайти: H_1 .

Розв’язок: Висоту метеостанції можна знайти за формулою, використавши температурний градієнт, зміну температури на 6 градусів на 1 км: $H_1 = H_2 - (\Delta t : 6\text{ }^{\circ}\text{C})$. Тоді абсолютна висота, на якій розташована метеостанція, становитиме: $H_1 = 2,061\text{ км} - (3,8\text{ }^{\circ}\text{C} : 6\text{ }^{\circ}\text{C}) = 1,430\text{ км}$.

Задача 3. Визначити атмосферний тиск на вершині г. Роман-Кош ($1\ 545\text{ м}$), якщо біля підніжжя, що лежить на висоті 75 м , тиск становить 740 мм рт. ст.

Вихідні дані: p_1 – тиск біля підніжжя, (740 мм рт. ст.); H_1 – висота підніжжя, (75 м); H_2 – висота г. Роман-Кош, ($1\ 545\text{ м}$).

Знайти: p_2 .

Розв’язок: Біля підніжжя висота становить 75 м , висота гори – 1545 м , тому різниця буде 1470 м . З висотою тиск знижується – 1 мм рт. ст. на 10 м . Тому різниця тиску буде становити: $1470/10 = 147\text{ мм рт. ст.}$ Тиск на г. Роман-Кош дорівнюватиме: $p_2 = p_1 - 147 = 740 - 147 = 593\text{ мм рт. ст.}$

Задача 4. Визначити абсолютну висоту гори, якщо атмосферний тиск на її вершині становить 650 мм рт. ст.

Вихідні дані: p_2 – тиск на вершині гори, (650 мм рт. ст.).

Знайти: H_2 .

Розв’язок: Атмосферний тиск знижується з підняттям вгору на 10 мм рт. ст. на кожні 100 м підйому. На рівні моря тиск становитиме 760 мм рт. ст. Тому різниця тиску на рівні моря і на вершині гори становитиме 110 мм рт. ст. (760-650). Визначаємо висоту гори H_2 : $H_2 = 110 / 10 \cdot 100 \text{ м} = 1\ 100 \text{ м}$.

Задача 5. В Антарктиді від потужного льодового поля відколосся айсберг товщиною 1800 м. Визначте атмосферний тиск на його вершині, якщо на шельфовому льодовому полі заввишки 1800 м тиск становив 540 мм рт. ст.

Вихідні дані: H_2 – висота айсберга, (1800 м); p_1 – тиск атмосфери на висоті 1800 м, (540 мм рт. ст.).

Знайти: p_2 .

Розв’язок: Густина льоду та густина води є різними і співвідносяться як 900 до 1000. Тому, потрапивши у воду, 9/10 айсберга буде перебувати під водою, а лише 1/10 – над водою. Визначимо висоту айсберга над водою – 180 м: $1800 \cdot 0,1 = 180 \text{ м}$. Визначимо різницю між висотою льодового поля та висотою айсберга над рівнем моря: $1800 - 180 = 1620 \text{ м}$. Тому тиск на вершині айсберга буде більший і дорівнюватиме: $p_2 = 540 + 1620 / 10 = 702 \text{ мм рт. ст.}$

Задача 6. Визначити напрямок і швидкість вітру, якщо у пункті А атмосферний тиск дорівнює 1022 мб, у пункті В – 968 мб, а відстань між цими пунктами становить 1 200 км.

Вихідні дані: p_A – тиск у точці А, (1 022 мбар); p_B – тиск у точці В, (968 мбар); L – відстань між А і В, (1 200 км).

Знайти: Швидкість вітру $v_{\text{вітру}}$, напрям вітру.

Розв’язок: Для того, щоб визначити швидкість вітру, необхідно провести відповідні розрахунки: 1) визначити різницю атмосферних тисків між пунктами А і В:

1) визначити різницю атмосферних тисків між пунктами А і В: $1\ 022 - 968 = 54 \text{ мб}$ (1 мб = 100 Па або приблизно 0,75 мм рт. ст.);

2) визначити, як змінюється атмосферний тиск на кожні 100 км за рівнянням, якщо відомо, що на відстані 1200 км він змінився на 54 мб: Якщо 1 200 км – 54 мб, а 100 км – x мб Тоді $x = (54 \cdot 100 / 1200) = 4,5 \text{ мб}$;

3) швидкість вітру можна визначити, помноживши одержану величину на коефіцієнт 3: $v_{\text{вітру}} = 4,5 \cdot 3 = 13,5$ м/с. Напрямок вітру буде від області з високим тиском у область з низьким, тобто вітер буде дути від пункту А до пункту В.

P.S. Отже, астероїд, щоб розпорошити Землю, повинен мати масу, в 40 разів меншу від маси Землі ($5,972 \cdot 10^{24}$ кг), тобто приблизно: $2,5 \cdot 10^{23}$ кг.

6. Вивчення електричного, магнітного, сейсмічного та радіаційного полів Землі

Метою практичного заняття є вивчення властивостей електричного, магнітного, сейсмічного та радіаційного полів Землі.

Завдання. Вивчити і розрахувати основні характеристики електричного, магнітного, сейсмічного та радіаційного полів Землі.

Методика виконання.

Електричне поле Землі — це електричне поле, що існує між поверхнею Землі та іоносферою. Напруженість найбільша біля поверхні Землі, де становить приблизно 130 В/м, і швидко спадає з висотою. На висоті 1 км вона становить приблизно 40 В/м, на висоті

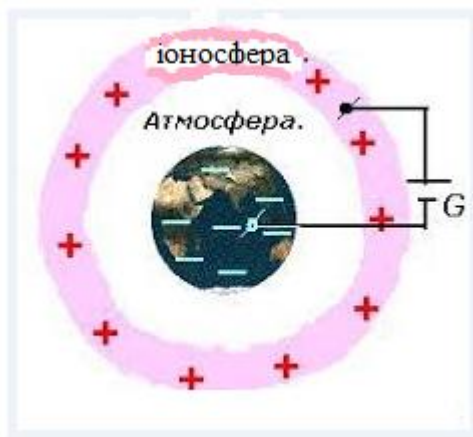


Рис. 6.1. Електростатична модель Землі

50 км практично нульова. **Іоносфера** — шари атмосфери на висоті

від 80 до 600 км, які характеризуються високим вмістом іонів і вільних електронів. Іонізація відбувається під впливом ультрафіолетових променів сонячної радіації. У планети Земля це верхня частина атмосфери, що складається з мезосфери, мезопаузи і термосфери, йонізована головним чином випроміненням Сонця. Іоносфера Землі (тут і далі йтиметься саме про іоносферу нашої планети) складається зі суміші газу нейтральних атомів і молекул (переважно азот N_2 і кисень O_2) і квазінейтральної плазми (число від'ємно заряджених частинок лише приблизно дорівнює числу додатньо заряджених). Ступінь іонізації стає суттєвим уже на висоті 60 км.

Властивості електричного поля Землі. Електричне поле Землі, як планети, спостерігається в корі Землі, в морях, в океанах, атмосфері і магнітосфері. Розподіл потенціалу поля несе в собі певну інформацію про будову Землі, про процеси, які проходять в нижніх шарах атмосфери, в іоносфері, магнітосфері, а також в міжпланетному просторі і на Сонці.

Вимірювання електрометром показали, що біля поверхні Землі існує електричне поле, навіть якщо поблизу нема заряджених тіл. Це означає, що наша планета володіє певним електричним зарядом, тобто є зарядженою кулею великого радіуса. Дослідження електричного поля показали, що силові лінії вертикальні і направлені до Землі. Найбільше значення напруженість електричного поля має в середніх широтах, а до полюсів і екватора вона зменшується. Вважають, що наша планета має негативний заряд, а атмосфера заряджена позитивно.

Існування електричного поля в атмосфері Землі зв'язане з процесами іонізації повітря і просторовим розподілом, що виникає при іонізації позитивних і негативних електричних зарядів. Іонізація повітря проходить під дією космічних променів ультрафіолетового випромінювання Сонця, випромінювання радіоактивних речовин, які знаходяться на поверхні Землі і в повітрі, електричних розрядів в атмосфері. Деякі атмосферні процеси приводять до часткового розділення різнойменних зарядів і виникнення атмосферних електричних полів.

Магнітне поле Землі — це силове поле, виникнення якого зумовлене джерелами, що знаходяться в земній кулі (головне магнітне поле) та навколосемному просторі (магнітосфері та

іоносфері). Основні властивості магнітного поля Землі приведені нижче.

1. У першому наближенні головне поле є полем центрального нахиленого до осі обертання Землі магнітного диполя (див. рис. 6.2).

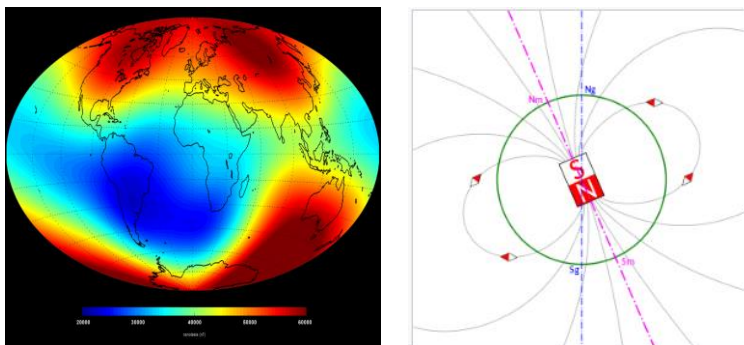


Рис. 6.2. Магнітне поле Землі та його напрямок

2. Напруженість поля змінюється загалом від 35 мкТл на екваторі до 65 мкТл на полюсах (див. рис. 6.2).

3. Магнітний момент земного диполя приблизно дорівнює $8 \cdot 10^{22}$ А·м². Це не стала величина, за останні 100 років магнітний момент зменшився на 5 %.

4. Головному полю притаманні вікові варіації, що мають дискретний спектр із певним набором періодів коливальності.

5. На даний час спостерігається західний дрейф недипольної частини головного магнітного поля.

6. Головне поле періодично змінює свою полярність – відбуваються інверсії геомагнітного поля через характерні періоди, що становлять 10^5 – 10^6 років. Це непрямий результат, що отримано за палеомагнітними даними.

7. Між магнітним і географічним полюсами $10,5^\circ$.

Однією із теорій магнітного поля Землі є теорія динамо ефекту Френкеля (1947 р.), що вперше запропонував, ідею генерації поля за рахунок вихрового руху рідкого електропровідного ядра на основі системи рівнянь Максвелла та рівняння руху рідини Нав'є-Стокса.

Сейсмічне поле Землі — це поле, що породжується з процесами руху речовини в надрах Землі. Активні процеси руху речовини в надрах Землі проявляються у величезній кількості землетрусів різної сили, які реєструються по всій поверхні Землі. Але відчутної сили вони досягають лише в окремих регіонах (зони активного гороутворення, узбережжя океанів тощо) (див. рис. 6.3).

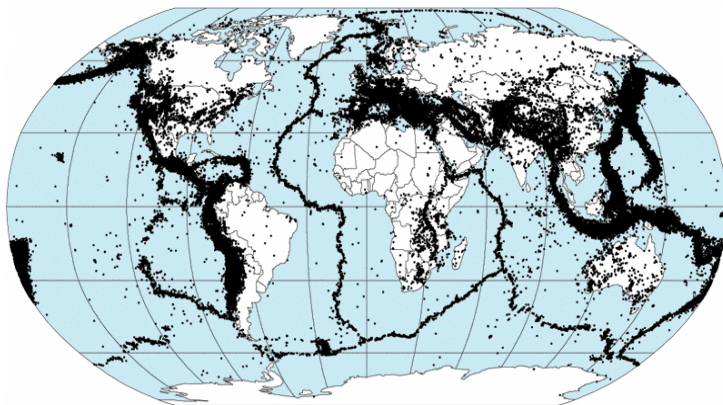


Рис. 6.3. Сейсмічна активність Землі

Наука, що вивчає сейсмологічні процеси, називається - сейсмологія. Сейсмологія служить головним джерелом інформації про структуру глибинних частин Землі з використанням спрощених моделей Землі для передбачення деяких явищ, що спостерігаються. Від сильних землетрусів особливо страждають приморські та островні країни (Італія, Японія, Індонезія) (див. рис. 6.3). Надзвичайна руйнівна сила океанських землетрусів обумовлена цунами, що виникають у результаті цих землетрусів. Наприкінці 2004 року саме від цього постраждало більше, ніж 320 тисяч людей. Вчені-сейсмологи досліджують стихійні процеси, проводячи автоматизовані записи на спеціальній апаратурі. Так вони здійснюють моніторинг, невпинно пильнуючи пружні хвилі. Дані, одержані під час обробки сейсмограм, характеризують «здрігання» планети Земля. Енергія сейсмічного поля розповсюджується пружними хвилями, які виникають внаслідок низькочастотних механічних коливань речовини в земних надрах. Інтенсивність цих хвиль зменшується обернено пропорційно квадрату відстані від

джерела до точки спостережень. На своєму шляху енергія хвилі частково поглинається оточуючими породами, підвищуючи їх внутрішню енергію. Це є одним з джерел теплового поля планети Земля. Сейсмічні хвилі поділяються на поверхневі та об'ємні. Об'ємні, у свою чергу, поділяють на поздовжні (р - хвилі) та поперечні (s - хвилі). Поздовжні хвилі поширюються у твердих тілах, рідинах та газах. Їх швидкість залежить від властивості об'ємного стискання, густини речовини та її пружних характеристик, що описуються модулем Юнга, модулем Пуассона та модулем всебічного стиску. Швидкості поздовжніх та поперечних хвиль приблизно визначені для корисних копалин, з врахуванням геологічної будови регіону, віку порід та інших факторів. Хвилі, що рухаються від глибинних областей до поверхні Землі відбиваються та заломлюються на границях різних шарів земних надр. Це основна причина сейсмологічних досліджень внутрішньої будови Землі.

Радіаційне поле Землі — це поле, що являє собою потік альфа (α) – частинок, бета (β) -частинок та гамма (γ) випромінювання. Всі гірські породи Землі містять радіоактивні елементи, але розміщені вони так, що головні (уран (${}^{238}_{92}\text{U}$), торій (${}^{232}_{90}\text{Th}$) і калій (${}^{40}_{19}\text{K}$)) розпадаються з утворенням нових часток і виділенням альфа- і бета-частинок (електронів) та гамма-променів (електромагнітного випромінювання) і дають найбільш вагомий термічний ефект. Це явище називається природною (фоновою) радіоактивністю Землі. Період піврозпаду ${}^{238}_{92}\text{U}$ становить 4,5 млрд. років, ${}^{232}_{90}\text{Th}$ – 14 млрд. років, ${}^{40}_{19}\text{K}$ – 1,25 млрд. років. Дослідження показали, що в період ранньої історії Землі основні радіоактивні елементи розміщувалися в верхніх шарах земної кулі.

Порівняння вмісту радіоактивних елементів на різних глибинах свідчить про те, що найбільших значень їхня концентрація досягає в земній корі, де уран, торій і калій містяться в верхніх шарах, і з глибиною кількість їх зменшується. Процес природної радіоактивності супроводжує Землю з часів її виникнення (близько 4,5 млрд. років). Із цієї причини все живе на Землі виникло, існувало й розвивалося при безперервному впливі цього геофізичного фактора. У результаті всі живі організми на Землі пристосувалися до існування в таких фонових умовах і без

особливої шкоди для себе переносять ці природні радіоактивні випромінювання. Припустимий для людини рівень природної радіації становить кілька десятків мікрорентгенів. Якщо місцевість, де живе людина, не заражена радіоактивними елементами штучного походження (атомні вибухи, техногенні катастрофи атомних об'єктів і т.п.), то природна радіація може робити на нього вплив у вигляді мутацій його генів - носіїв спадкоємної інформації.

Природні радіонукліди, що знаходяться в геологічних структурах планети надходять у воду в результаті геохімічних чи фізичних процесів та явищ. Активність води підземних джерел залежить від кількості радіонуклідів в породі, їх розчинності тощо. Згідно з Нормами радіаційної безпеки України (НРБУ-97, п. 8.6.4), гігієнічні нормативи на питому активність природних радіонуклідів наступні: уран (сумарна активність природної суміші), ^{221}Ra та ^{228}Ra - по 1,0 Бк/л, а ^{222}Rn - 100 Бк/л. Половину річної індивідуальної дози опромінення від земних джерел радіації людина отримує від невидимого важкого газу радону. Основну частину дози опромінення від радону людина може отримати, коли знаходиться в закритому, не провітрюваному приміщенні, де наявна його підвищена концентрація.

Всі продукти є трохи радіоактивними, оскільки містять елементи С, Н та К. Поширеність у природі кожного з цих елементів характеризується наявністю їх радіоактивних ізотопів. Однак деякі продукти харчування є більш радіоактивними в порівнянні з іншими. Нижче приведений список 9-ти радіоактивних продуктів харчування та кількість радіації, яку ми отримуємо від них (див. табл. 6.1).

Космічна радіація. Радіаційний фон від космічних променів дає половину всього опромінення, яке отримує населення від природних джерел радіації. Космічні промені – це потоки γ – випромінювання (90%), альфа-частинки (9%), нейтрони, фотони, електрони і ядра легких елементів (1%). Однак, планета Земля, яка входить в Сонячну систему, має свої захисні механізми від радіаційних впливів, інакше життя на Землі було б неможливе. На відстані від одного до восьми земних радіусів космічні частинки відхиляються магнітним полем Землі. Магнітне поле створює потужний захист для людства від космічної радіації, хоч деяка

кількість високоенергетичних частинок проходить крізь магнітне поле і досягає верхніх шарів атмосфери.

Таблиця 6.1

Природна радіоактивність деяких харчових продуктів

Харчові продукти	Ізотопи	Радіоактивність, пКі/кг	Тип випромінювання
Бразильський горіх	Калій-40 Радій-226 Радій 228	>6600	Бета-частинки Альфа-частинки Гамма-випромінювання
Квасоля Ліма	Калій-40 Радон-226	4640 2 – 5	Бета-частинки Альфа-частинки Гамма-випромінювання
Банани	Калій-40 Радон-226	3520 1	Бета-частинки Альфа-частинки Гамма-випромінювання
Морква	Калій-40 Радон-226	3400 1 – 2	Бета-частинки Альфа-частинки Гамма-випромінювання
Картопля	Калій-40 Радон-226	1 – 2,5	Бета-частинки Альфа-частинки Гамма-випромінювання
Червоне м'ясо	Калій-40	3000	Бета-частинки
Питна вода	Радій-226	170	Альфа-частинки Гамма-випромінювання
Сіль з низьким вмістом натрію (NaCl+KCl)	Калій-40	3000	Бета-частинки

Деякі з них проникають через всю атмосферу, досягають поверхні Землі і зазнають зіткнень з молекулами повітря, народжуючи багато нових частинок, які утворюють вторинне космічне випромінювання.

Південний і Північний полюси отримують більше опромінення, ніж екваторіальні області, тому що вплив магнітного поля Землі тут менший. Рівень опромінення зростає з висотою, оскільки тоншим стає шар повітря, який відіграє захисну роль.

Заряджені частинки, потрапляючи в магнітне поле Землі, утворюють радіаційні пояси. Радіаційні пояси Землі є серйозною небезпекою для екіпажів космічних кораблів при польотах у навколосезному просторі, якщо їх орбіта проходить через ділянку радіаційних поясів. Довготривале перебування космічних кораблів в радіаційному поясі приводить до опромінення екіпажів та виходу з ладу приладів.

Задача 1. Знайти електроємність глобального конденсатора (С, Ф).

Вихідні дані: $R_{\oplus} = 6,371 \cdot 10^6$ м; радіус іоносфери $R_i = 6,451 \cdot 10^6$ м; $\epsilon = 1$; $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м.

Знайти: C_r .

Розв'язок: Глобальний конденсатор є сферичним конденсатором, що складається з двох обкладок (див. рис. 6), радіусами R_{\oplus} та R_i , між якими знаходиться повітря. Тоді, за формулою для сферичного конденсатора, визначимо C_r :

$$C = 4\pi\epsilon\epsilon_0 \frac{R_i \cdot R_{\oplus}}{R_2 - R_1} = 4 \cdot 3,14 \cdot 1 \cdot 8,85 \cdot 10^{-12} \cdot \frac{6,451 \cdot 10^6 \cdot 6,371 \cdot 10^6}{(6,451 - 6,371) \cdot 10^6} =$$

$$= 0,71 \cdot 10^{-3} \text{ (Ф)}$$

Задача 2. Визначити силу глобального струму Землі (I, А). коли відомо, що його радіус рівний $R_{гс} = 0,2R_3$ і магнітний момент такого струму рівний $P = 8,0 \cdot 10^{22}$ А·м². $R_3 = 6,371 \cdot 10^6$ м.

Вихідні дані: радіус глобального струму рівний $R_{гс} = 0,2 R_{\oplus}$; магнітний момент глобального струму рівний $P = 8,0 \cdot 10^{22}$ А·м²; середній радіус Землі рівний $R_{\oplus} = 6,371 \cdot 10^6$ м.

Знайти: $I_{гс}$.

Розв'язок: оскільки магнітний момент визначається за формулою: $P = I \cdot S$ а площа $S = \pi R^2$ то глобальний струм буде рівний

$$I_{\text{гс}} = \frac{P}{\pi \cdot R_{\text{гс}}^2} = \frac{P}{\pi \cdot (0,2 \cdot R_{\oplus})^2} = \frac{8,0 \cdot 10^{22}}{3,14 \cdot (0,2 \cdot 6,371 \cdot 10^6)^2} = 1,57 \cdot 10^{10} \text{ (A)}$$

Задача 3. Знайти швидкість поширення сейсмічних поздовжніх хвиль (v , м/с) в земній корі, рахуючи, що вона складається з гранітно-базальтової породи.

Вихідні дані: модуль Юнга гранітно-базальтових порід $E_{\text{гс}} = 8,0 \cdot 10^{10}$ Па, густина гранітно-базальтових порід $\rho_{\text{гс}} = 2,7 \cdot 10^3$ кг/м³.

Знайти: $v_{\text{сп}}$.

Розв'язок: оскільки швидкість поширення поздовжніх хвиль визначається за формулою $v = \sqrt{\frac{E}{\rho}}$ то швидкість поширення сейсмічних поздовжніх хвиль у земній корі буде рівна

$$v_{\text{сп}} = \sqrt{\frac{E_{\text{гс}}}{\rho_{\text{гс}}}} = \sqrt{\frac{8,0 \cdot 10^{10}}{2,7 \cdot 10^3}} = 5443 \left(\frac{\text{м}}{\text{с}}\right)$$

Задача 4. Знайти час утворення Землі, коли відомо, що активність ${}_{92}^{238}\text{U}$ на даний час зменшилася удвічі. Період піврозпаду елемента становить 4,5 млрд. років.

Вихідні дані: період піврозпаду ${}_{92}^{238}\text{U}$ становить $T_{1/2} = 4,5$ млрд. років.

Знайти: t_3 .

Розв'язок: оскільки залежність активності (I) радіоактивного елемента від часу (t) визначається за формулою $I = I_0 e^{-\lambda \cdot t}$ а стала радіоактивного розпаду (λ) зв'язана з періодом піврозпаду співвідношенням $\lambda = \frac{\ln 2}{T_{1/2}}$ і за умовою $\frac{I_0}{I} = 2$, то час утворення

Землі буде рівний

$$t_3 = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \cdot \ln\left(\frac{I_0}{I}\right) = T_{1/2} = 4,5 \cdot 10^9 \text{ (років)}$$

7. Вивчення гідрофізики Землі. Фізичні властивості води

Метою практичного заняття є вивчення гідрофізики Землі та фізичних властивостей води, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання. Розрахувати загальну висоту айсберга; визначити товщину шару снігу, що утримується льодом без затоплення; товщину шару снігу, змоченого при перевантаженні льоду; товщину шару снігу, змоченого при перевантаженні льоду, з урахуванням ваги шару снігу, змоченого за рахунок капілярного підняття.

Методика виконання. **Гідрофізика** – це одна із складових частин геофізики, науки яка вивчає фізичні властивості Землі в цілому. Гідрофізика вивчає фізичні властивості води і процесів, які відбуваються у гідросфері.

Вода займає особливе положення серед інших рідин, не тільки через своє біологічне, геохімічне і технологічне значення, але і завдяки своїм фізичним властивостям, від яких в значній мірі залежить багатофункціональність життя земної кулі.

Вода саме найпоширеніше на Землі з'єднання. Вона заповнює водну оболонку Землі, входить у зв'язному стані в різноманітні мінерали і гірські породи, присутня у ґрунті і атмосфері, знаходиться у рослинах та тваринних організмах і складає від 50 до 99% їх маси. Загальний вміст води у організмі людини в середньому досягає 65% маси тіла, а втрата організмом приблизно 20% води приводить до її смерті. Вода займає особливе місце в самих різноманітних процесах і явищах живої і неживої природи, а також у практичному використанні її людиною.

Слова французького письменника Антуа де Сент-Екзюпері як найкраще говорять про значення води «*Вода привела у дію мертву природу, вона ж є джерелом розвитку живої природи. Неможна сказати, що ти необхідна для життя; ти – саме життя*».

Вчені багато знають про воду, але чи все? Неможна так вважати, тому, що наприклад, невідомо як поводить себе вода при колосальних тисках і температурах, які є у ядрі Землі. Чи не знаходиться вона там в плазмованому стані? Тому серед всіх речовин, які вивчаються фізиками, геофізиками, фізико-хіміками,

вода у більшості випадків є самою важкою (геофізик В.В. Шулейкін).

Вода з фізичної точки зору може знаходитися у трьох формах: *рідкій, твердій (лід) та газоподібній (пара)*. Зобразимо діаграму стану води при невеликих тисках на рис. 7.1.

Т. А – це потрійна рівноваги.

Конденсація – процес переходу газу або насиченої пари в рідину чи тверде тіло внаслідок охолодження або стиснення їх.

Возгонка (сублімація) – рівень рівноваги, тобто перехід речовини із твердої фази в газоподібну, минаючи рідку фазу.

При великих тисках діаграма стану води ускладнюється внаслідок *поліморфізму льоду* (здатність речовини існувати у різних кристалічних структурах (позначається α , β , γ тощо), який є у кристалічних модифікаціях.

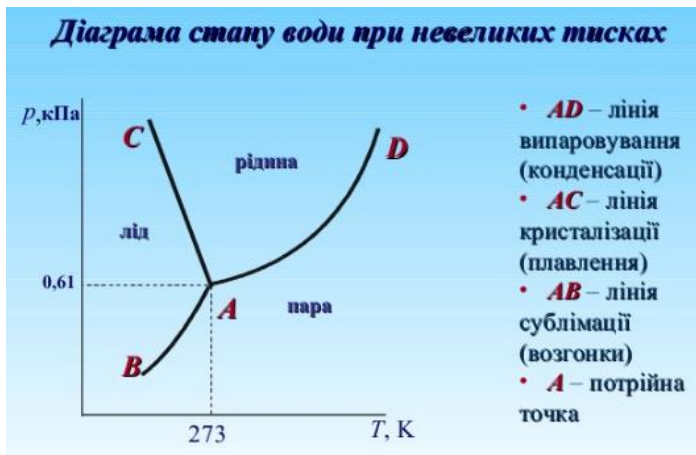


Рис. 7.1. Діаграма стану води при невеликих тисках

Аналіз матеріалів спостережень або вирішення конкретних задач, пов'язаних з режимом водойм потребує знання фізичних властивостей води і врахування їх ролі у формуванні багатofакторних характеристик гідрологічного режиму.

До основних **фізичних властивостей води** відносять:

- 1) температура (нагрівання, кипіння, стиснення, замерзання);
- 2) густина;
- 3) швидкість звуку (акустичні властивості);

- 4) теплоємність;
- 5) розчинник;
- 6) випаровування;
- 7) пружність водяної пари;
- 8) теплопровідність;
- 9) в'язкість;
- 10) електропровідність;
- 11) поверхневий натяг і змочування;
- 12) радіоактивність;
- 13) оптичні властивості.

Розглянемо приклади найбільш простіших задач.

Задача 1. Розрахувати загальну висоту айсберга h (приймавши його в формі паралелепіпеда), якщо його ребро виступає над водою на $h_1 = 2,4$ м, а лід має пористість $p = 16\%$, щільність води $\rho = 1$, щільність компактного льоду $\rho_k = \rho_0 - 0,91$ г/см³.

Розв'язок. Щільність льоду айсберга

$$\rho_{\text{л}} = \rho_0 \left(1 - \frac{p}{100}\right) = 0,91 \cdot \left(1 - \frac{16}{100}\right) = 0,76 \text{ г/см}^3.$$

Складемо рівняння гідростатичної рівноваги: сила, яка намагається втопити айсберг (для одиниці площі), дорівнює $h\rho_{\text{л}}$; сила, яка виштовхує айсберг (плавучість) і для одиниці площі дорівнює $(h - h_1)\rho$.

Для айсберга, який плаває $h\rho_{\text{л}} = (h - h_1)\rho$. Звідси, отримаємо

$$h = \frac{h_1\rho}{\rho - \rho_{\text{л}}} = \frac{2,4 \cdot 1}{1 - 0,76} = 10 \text{ м.}$$

Задача 2. Визначити товщину шару снігу, що утримується льодом без затоплення (лід плаває, не спираючись на береги). Товщина льоду $h_{\text{л}} = 70$ см, його щільність $\rho_{\text{л}} = 0,80$ г/см³, щільність снігу $\rho_{\text{с}} = 0,30$ г/см³.

Розв'язок. Аналогічно задачі 1 складемо рівняння гідростатичної рівноваги сніжно-льодового покриву: сила, яка намагається втопити лід, дорівнює $\rho_{\text{с}}h_{\text{с}} + \rho_{\text{л}}h_{\text{л}}$; сила, яка виштовхує лід, при умові, якщо рівень води стоїть в рівень з його верхньою поверхнею $h_{\text{л}}\rho$. Тоді $\rho_{\text{с}}h_{\text{с}} + \rho_{\text{л}}h_{\text{л}} = h_{\text{л}}\rho$, звідси, висота снігу, яка

утримується льодом без його затоплення буде

$$h_c = \frac{h_l(\rho - \rho_l)\rho}{\rho_c} = \frac{70(1-0,80)}{0,30} = 46,7 \text{ см.}$$

Задача 3. Визначити товщину шару снігу h'_c , змоченого при перевантаженні льоду (нехтуючи вагою шару снігу змоченого за рахунок капілярного підняття). Товщина льоду $h_l = 30$ см, щільність льоду $\rho_l = 0,90$ г/см³, товщина шару снігу $h_c = 50$ см, щільність сухого снігу $\rho_c = 0,20$ г/см³, щільність змоченого снігу $\rho'_c = 0,40$ г/см³.

Розв'язок. Аналогічно задачам 1 і 2 рівняння гідростатичної рівноваги сніжно-льодового покриву запишеться у вигляді:

$$\rho_c(h_c - h'_c) = (\rho - \rho_l)(h_l + \rho'_c h'_c).$$

$$\text{Тоді } h'_c = \frac{\rho_c h_c - (\rho - \rho_l) h_l}{\rho_c + (\rho - \rho_l) \rho'_c} = \frac{0,20 \cdot 50 - (1 - 0,90) \cdot 30}{0,20 + (1 - 0,90) \cdot 0,40} = 29,2 \text{ см.}$$

Задача 4. Визначити товщину шару снігу h'_c , змоченого при перевантаженні льоду, з урахуванням ваги шару снігу h_k , змоченого за рахунок капілярного підняття. Товщина льоду $h_l = 35$ см, щільність льоду $\rho_l = 0,90$ г/см³, товщина шару снігу на льоду $h_c = 50$ см, щільність сухого снігу $\rho_c = 0,20$ г/см³, густина змоченого снігу $\rho'_c = 0,40$ г/см³, висота капілярного підняття $h_k = 8$ см.

Розв'язок. При затопленні льодяного покриву, якщо сніг не змочений на всю його висоту, сили, які діють на сніжно-льодовий покрив наступні: підйомна сила затопленого льоду $h_l(\rho - \rho_l)$;

$$\text{підйомна сила затопленого шару снігу } h'_c \cdot \frac{\rho_c}{\rho_l} (\rho - \rho_l);$$

маса шару снігу, який знаходиться вище рівня затоплення

$$(h_c - h'_c)\rho_c;$$

маса капілярної води, яка піднялася над рівнем води в затопленому

$$\text{снігу } h_k(1 - \frac{\rho_c}{\rho_l})\rho.$$

Звідси рівняння рівноваги

$$h_l(\rho - \rho_l) + h'_c \cdot \frac{\rho'_c}{\rho_l}(\rho - \rho_l) = (h_c - h'_c)\rho_c + h_l \left(1 - \frac{\rho'_c}{\rho_l}\right)\rho.$$

Провівши перетворення, отримаємо вираз для визначення шару

затопленого снігу
$$h'_c = \frac{h_c \rho_c - (\rho - \rho_l) \cdot h_l + h_l \left(1 - \frac{\rho'_c}{\rho_l}\right) \cdot \rho}{\rho_c + \frac{\rho'_c}{\rho_l}(\rho - \rho_l)}.$$

Підставимо дані задачі, тоді отримаємо

$$h'_c = \frac{50 \cdot 0,20 - (1 - 0,90) \cdot 35 + 8 \cdot \left(1 - \frac{0,40}{0,90}\right) \cdot 1}{0,20 + \frac{0,40}{0,90}(1 - 0,90)} = 41,5 \text{ см.}$$

8. Вивчення фізичних властивостей води у рідкому стані

Метою практичного заняття є визначення зміни об'єму та теплових параметрів у водоймі, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання. Підрахувати кількість тепла, яке виділяється при утворенні льоду, визначити зміну об'єму води у водоймі і збільшення його рівня при нагріванні, приріст теплового запасу озера і збільшення середньої температури до кінця місяця, середню температуру води в озері після танення снігу, який випав на його поверхню.

Методика виконання. Розглянемо методику розрахунку на прикладі задач.

Задача 1. Підрахувати кількість тепла S_l , яке виділяється при утворенні льоду товщиною $h_l = 70$ см, щільністю $\rho_l = 0,85$ г/см³, на озері, яке має площу $F = 1,2$ км² = $1,2 \cdot 10^{10}$ см².

$$1 \text{ км}^2 = 10^6 \text{ м}^2 = 10^{10} \text{ см}^2.$$

Розв'язок. Кількість тепла, яке виділяється при утворенні льоду визначаємо

$$S_l = 80 \cdot \rho_l \cdot h_l \cdot F = 80 \cdot 0,85 \cdot 70 \cdot 10^{10} \cdot 1,2 = 57,12 \cdot 10^{12} \text{ ккал} = 57,12 \cdot 10^6 \text{ ткал}$$

Задача 2. Визначити зміну об'єму води у водоймі ΔV і збільшення його рівня Δh при нагріванні від $t = 0$ °C до $t = 18$ °C. Початковий об'єм води $V_0 = 10$ км³, площа водного дзеркала $F = 200$ км², коефіцієнт об'ємного розширення, середній для цього діапазону температури, $\beta = 0,000086$, форму котловану приймаємо за паралелепіпед.

Розв'язок. Об'єм води при нагріванні буде дорівнювати

$$\Delta V_t = V_0(1 + \beta t) = 10 \cdot (1 + 0,000086 \cdot 18) = 10,015 \text{ км}^3$$

$$\Delta h = \frac{\Delta V_t - V_0}{F} = \frac{10,015 - 10}{200} \cdot 10^5 = 7,5 \text{ см}$$

Задача 3. Визначити приріст теплового запасу озера $\Delta \theta$ (для одиниці поверхні) і збільшення середньої температури Δt до кінця місяця, якщо середній прихід тепла у водойму $S = 3,0$ ткал/(м²·добу), ефективне випромінювання $S_{ef} = 1,0$ ткал/(м²·добу), випаровування за місяць $E = 60$ мм, середня місячна температура води $t = 18$ °C, середня глибина озера $H = 7$ м. У місяці 30 днів.

Розв'язок. Питома теплота випаровування при температурі вище 0 °C

$$L_{вин} = 597 - 0,57t \quad (8.1)$$

Витрата тепла на випаровування за місяць

$$S_{вин} = L_{вин} \cdot \rho \cdot E = (597 - 0,57 \cdot 18) \cdot 1 \cdot 60 \cdot 10^{-1} = 3520 \text{ ккал/см}^2 = 35,2 \text{ ткал/м}^2$$

Сумарний прихід тепла на поверхню води, тобто приріст теплового запасу озера за місяць становить

$$\Delta \theta = (S - S_{ef})T - S_{вин} = (3 - 1)30 - 35,2 = 24,8 \text{ ткал/м}^2$$

Приріст теплового запасу можна записати

$$L_{вин} = 597 - 0,57t \quad (8.2)$$

$$\text{Звідси } \Delta t = \frac{\Delta \theta}{c \rho H} = \frac{24,8}{1 \cdot 1 \cdot 7} = 3,54 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Де c = *питома теплоємність* – кількість теплоти, яку необхідно надати одиниці маси, щоб нагріти її на 1 °C, або ж кількість теплоти, що виділяється при охолодженні одиниці маси речовини.

Задача 4. Визначити середню температуру води t' в озері після танення снігу, який випав на його поверхню. Шар снігу $h_c = 5$ см, його щільність $\rho_c = 0,20$ г/см³, площа озера $F = 1$ га, середня температура води до випадення снігу $t = +4$ °C, середня глибина

озера $H = 5$ м. Втратами тепла на підігрів води, що утворилася при таненні снігу, нехтуємо.

Розв'язок. Запас тепла на танення снігу запишемо як

$$\theta_1 = Htc\rho \quad (8.3)$$

Витрата тепла на танення снігу запишеться

$$S_T = 80\rho_c h_c \quad (8.4)$$

Залишок тепла в озері після танення снігу буде

$$Htc\rho - 80\rho_c h_c \quad (8.5)$$

Новий запас тепла в озері після танення снігу буде

$$\theta_n = Ht'c\rho \quad (8.6)$$

Температуру води в озері після танення снігу, що випав обчислимо, записавши залишок тепла у водоймі у вигляді

$$Htc\rho - 80\rho_c h_c = Ht'c\rho \quad (8.7)$$

$$\text{Звідки } t' = \frac{Htc\rho - 80\rho_c h_c}{Hc\rho} = \frac{500 \cdot 4 \cdot 1 \cdot 1 - 80 \cdot 0,20 \cdot 5}{500 \cdot 1 \cdot 1} = 3,84^\circ\text{C}$$

9. Вивчення фізичних властивостей льоду

Метою практичного заняття є визначення вагових характеристик льоду, притоку тепла до відкритої поверхні, можливості існування ополонки на річці, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання. Визначити вагу і шар льоду, який утворився на 1 м^2 водної поверхні озера протягом 15 діб охолодження, притік тепла до відкритої водної поверхні на безприточній ділянці, можливість існування ополонки на річці.

Методика виконання. Розглянемо методику розрахунку на прикладі задач.

Задача 1. Визначити вагу ρ_l і шар льоду h_l , який утворився на 1 м^2 водної поверхні озера протягом 15 діб охолодження. Середня температура води на початку періоду $t = +4^\circ\text{C}$, середні добові втрати тепла протягом всього періоду $S = 2,5 \text{ ткал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу})$, середня глибина озера $H = 5$ м, щільність льоду $\rho_l = 0,90 \text{ т}/\text{м}^3$. Теплообмін з атмосферою складається за рахунок віддачі тепла,

охладжуючою водою і теплоти кристалізації, що виділяється при утворенні льоду.

Розв'язок. Запас тепла у озері оцінюється рівнянням

$$\theta = c\rho tH, \quad (9.1)$$

де c – питома теплоємність води, яка рівна 1; ρ – щільність води, яка дорівнює 1; t – температура води, $^{\circ}\text{C}$; H – середня глибина озера, м.
 $\theta = 1 \cdot 1 \cdot 4 \cdot 5 = 20 \text{ ткал/м}^2$.

Розмірність $[\theta] = \frac{\text{ткал} \cdot \text{м}}{\text{м}^2 \cdot \text{C}} \cdot \text{C} \cdot \text{м} = \text{ткал/м}^2$.

Період охолодження до 0°C оцінюємо як $T = \frac{\theta}{S} = \frac{20}{2,5} = 8 \text{ дїб}$.

Розмірність $[T] = \frac{\text{ткал}}{\text{м}^2} : \frac{\text{ткал}}{\text{м}^2 \cdot \text{доби}} = \text{доби}$.

Період льодоутворення буде $T_{\text{л}} = 15 - 8 = 7 \text{ дїб}$.

Тоді маса льоду, що утворилася буде рівною

$$p_{\text{л}} = \frac{T_{\text{л}} \cdot S}{L_{\text{л}}} = \frac{7 \cdot 2,5}{80} = 0,22 \text{ м/м}^2$$

Де $L_{\text{л}}$ – питома теплота льоду,

$$L_{\text{л}} = 80 \text{ ткал/м}$$

Розмірність $[p_{\text{л}}] = \text{доби} \cdot \frac{\text{ткал}}{\text{м}^2 \cdot \text{доби}} : \frac{\text{ткал}}{\text{м}} = \text{м/м}^2$.

Шар льоду буде рівний

$$h_{\text{л}} = \frac{p_{\text{л}}}{\rho_{\text{л}}} = \frac{0,22}{0,90} = 0,24 \text{ м}$$

Розмірність $[h_{\text{л}}] = \frac{\text{м}}{\text{м}^2} : \frac{\text{м}}{\text{м}^3} = \text{м}$.

Задача 2. Визначити притік тепла S_n до відкритої водної поверхні на безприточній ділянці, якщо середня температура води верхнього створу $t_a = 7,9^{\circ}\text{C}$, витрата води $Q_v = 180 \text{ м}^3/\text{с}$, а для нижнього створу температура води $t_n = 8,1^{\circ}\text{C}$, витрата води $Q_n = 200 \text{ м}^3/\text{с}$, температура ґрунтових вод $t_{\text{гп}} = 5,6^{\circ}\text{C}$. Площа водної поверхні між створами $F = 2 \cdot 10^6 \text{ м}^2$.

Розв'язок. Визначимо теплообмін на ділянці між створами за добу

$$S_n = \frac{(Q_n t_n - Q_0 t_0) \cdot c \cdot \rho}{F} \cdot 86400 = \frac{(200 \cdot 8,1 - 180 \cdot 7,9) \cdot 1 \cdot 1 \cdot 86400}{2 \cdot 10^6} = 8,55 \text{ ткал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу}),$$

$$[S_n] = \frac{\text{м}^3 / \text{с} \cdot \text{м}^3 / \text{с} \cdot \text{м}^3 / \text{с} \cdot \text{м} / \text{м}^3}{\text{м}^2} = \text{ткал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу}).$$

Визначимо витрату ґрунтових вод

$$q_{zp} = Q_n - Q_0 = 200 - 180 = 20 \text{ м}^3 / \text{с}.$$

Визначимо тепло, яке витрачається на нагрівання ґрунтових вод до t_0 , для одиниці поверхні за добу

$$S_{н.зр.} = \frac{c \cdot \rho \cdot q_{zp} \cdot (t_0 - t_{zp}) \cdot 86400}{F} = \frac{1 \cdot 1 \cdot 20 \cdot (7,9 - 5,6) \cdot 86400}{2 \cdot 10^6} = 2,0 \text{ ткал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу}),$$

$$[S_{н.зр.}] = \frac{\text{ткал} \cdot \text{м} / \text{м}^3 \cdot \text{м}^3 / \text{с} \cdot \text{м}^3 / \text{с} \cdot \text{м}^3 / \text{с} \cdot \text{м} / \text{м}^3}{\text{м}^2} = \text{ткал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу}).$$

Визначимо сумарний теплообмін водної поверхні

$$\Sigma S = S_n - S_{н.зр.} = 8,55 + 2,0 = 10,55 \text{ ткал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу}).$$

Задача 3. Визначити можливість існування ополонки на річці. Швидкість течії води $v - 2,0$ м/с, середня глибина дна на ділянці $H - 2$ м, температура повітря $t_n - 9,6$ °С, швидкість вітру $w - 1$ м/с, коефіцієнт шорсткості русла $n - 0,025$, притік тепла від ложа $S_{дно} - 0,10$ ткал/($\text{м}^2 \cdot \text{добу}$), щільність води $\rho - 1000$ кг/м³, радіаційний баланс дорівнює нулю.

Розв'язок. Критична швидкість потоку при перевищенні якої ополонка буде існувати визначається за формулою

$$v_k = \sqrt[3]{\frac{-(\alpha t_a + S_{дно}) \cdot 427 \cdot C^2}{\rho}}, \text{ м}/\text{добу}. \quad (9.2)$$

За формулою Н.П. Польової отримаємо $\alpha = 4,14 \cdot w, \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{год} \cdot \text{с})$, для доби отримаємо $\alpha = 4,14 \cdot 1 \cdot 24 = 99,4, \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу} \cdot \text{с})$.

За формулою Шезі C буде розраховане як (для доби)

$$C = \frac{1}{n} \cdot H^{1/6} \cdot 86400 = \frac{1}{0,025} \cdot 2^{1/6} \cdot 86400 = 44,8 \cdot 86400.$$

$$v_k = \sqrt[3]{\frac{-[99,4 \cdot (-9,6) + 0,10 \cdot 100] \cdot 427 \cdot (44,8)^2 \cdot (86400)^2}{1000 \cdot (86400)^3}} = 2,04 \text{ м}/\text{с}.$$

В знаменник вводим $(86400)^3$ і у чисельник 100 для переведення швидкості з м/добу в м/с.

При $v_k = 2,04$ м/с ополонка при незмінних метеорологічних умовах існувати не буде, так як швидкість потоку менша критичної.

Задача 4. Визначити зміну довжини ополонки Δl в нижньому б'єфі ГЕС за декаду. Початкова довжина ополонки $l_n = 100$ км, середня глибина на ділянці $H = 2$ м, середня швидкість течії $v = 2,5$ м/с, середні декадні втрати тепла з водної поверхні $S = 2,96$ ткал/(м²·добу), початкова товщина льоду $h_n = 0,20$ м, щільність льоду $\rho_l = 0,91$ т/м³, температура води $t = 0,4$ °С.

Розв'язок. Визначимо положення нульової *ізотерми* (лінія однакових температур повітря, води, ґрунту) за формулою

$$l_0 = \frac{\rho c H v t}{S} = \frac{1 \cdot 1 \cdot 2 \cdot 2,5 \cdot 0,4 \cdot 86400}{2,96} = 58378 \text{ м} = 58,4 \text{ км}.$$

Визначимо переміщення кромки ополонки за декаду ($\Delta T = 10$ діб)

$$\Delta l = (l_n - l_0) \left(1 - e^{-\frac{S \Delta T}{\rho_l h_n L_n}} \right) = (100 - 58,4) \left(1 - 2,72^{-\frac{2,96 \cdot 10}{0,91 \cdot 0,20 \cdot 80}} \right) = 36,3 \text{ км}.$$

Отже, довжина ополонки в кінці декади буде дорівнювати

$$l_k = l_n - \Delta l = 100 - 36,3 = 63,7 \text{ км}.$$

10. Вивчення фізичних властивостей снігу

10.1. Визначення вмісту рідкої води у снігу, добового приходу тепла та окремих характеристик льоду снігу

Метою практичного заняття є визначення вмісту рідкої води в снігу, добового приходу тепла та окремих характеристик льоду, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання. Визначити вміст рідкої води в снігу за даними калориметричних вимірів, розрахувати добовий прихід тепла за рахунок динамічного нагріву потоку, подовження крижаного покриву при зміні температури від -15 до -3 °С, наростання товщини льоду з моменту встановлення льодоставу.

Методика виконання. Розглянемо методику розрахунку на прикладі задач.

Задача 1. Визначити вміст рідкої води в снігу за даними калориметричних вимірів. Вага води в калориметрі $p_l = 200$ г, вага

проби снігу $p_2 - 50$ г. Температура води в калориметрі до занурення снігу $t_n - 80$ °С, після танення проби снігу $t_k - 50$ °С.

Розв'язок. Загальні витрати тепла в *калориметрі* (прилад для визначення характеристик кольору) становлять

$$p_1 c (t_n - t_k). \quad (10.1)$$

Витрата тепла на прогрівання води, яка поміщена в калориметр із зразком снігу, до температури в калориметрі становить

$$p_2 c t_k. \quad (10.2)$$

Витрати тепла на танення твердої фази у зразку снігу будуть мати вигляд

$$p_1 c (t_n - t_k) - p_2 c t_k. \quad (10.3)$$

Вміст твердої фази в зразку снігу розраховуємо як

$$p_c = \frac{p_1 c (t_n - t_k) - p_2 c t_k}{80} = \frac{200 \cdot 1 \cdot (80 - 50) - 50 \cdot 1 \cdot 50}{80} = 43,8\%.$$

Отже, вміст рідкої води в зразку снігу $50 - 43,8 = 6,2$ г, тобто 12,4%.

Задача 2. Розрахувати добовий прихід тепла за рахунок динамічного нагріву потоку. Середні величини для ділянки річки: швидкість $v - 1,6$ м/с, глибина $H - 4$ м, ухил $i - 0,0005\%$.

Розв'язок. Гідродинамічне нагрівання потоку розраховуємо за формулою

$$S_{\text{дин}} = \frac{\rho H i v}{427} = \frac{1 \cdot 4 \cdot 0,0005 \cdot 1,6 \cdot 86400}{427} = 0,64 \text{ т ккал / (м}^2 \cdot \text{добу)}.$$

Задача 3. Розрахувати подовження крижаного покриву при зміні температури від -15 до -3 °С. Первісна довжина льоду $l_0 - 1000$ м, коефіцієнт лінійного розширення льоду (середній для інтервалу температури від 0 до -20 °С) $\alpha - 0,000055$.

Розв'язок. Приріст температури льоду при нагріванні розраховуємо як $t = 15 - 3 = 12$ °С.

Подовження льоду при нагріванні розраховуємо за формулою

$$l_t = l_0 (1 + \alpha t) = 1000 \cdot (1 + 0,000055 \cdot 12) = 1000,66 \text{ м}.$$

Отже, приріст довжини льодяного покриву буде виражатися

$$\Delta l = l_t - l_0 = 1000,66 - 1000 = 0,66 \text{ м}.$$

Задача 4. Визначити наростання товщини льоду з моменту встановлення льодоставу, вважаючи, що лід утворився при спокійному замерзанні, занесення шуги під лід немає і наростання його товщини йде тільки за рахунок втрат тепла в атмосферу. Коефіцієнт теплопровідності льоду $\lambda_l - 48$ ккал/(м · добу · °С),

щільність льоду $\rho_l = 900 \text{ кг/м}^3$, $T=5^0 \text{ C}$. Метеодані, усереднені за п'ятиденні інтервали приведені у табл. 10.1.

Таблиця 10.1

Усереднені метеодані

П'ятиденка	Температура повітря, t_n , °C	Швидкість вітру, v , м/с	Висота снігу на льоду, h_c , см	Щільність снігу на льоду ρ_c , г/см ³
1	-20	1,5	-	-
2	-23	2,0	-	-
3	-23	2,0	6	0,20

Розв'язок. Розрахунок товщини льоду проведемо за формулою

$$h_n = \sqrt{\left(h_n + \frac{\lambda_l}{\alpha} + \frac{h_c \lambda_l}{\lambda_c}\right)^2 - \frac{2\lambda_l(-t_n) \cdot T}{L_l \rho_l} - \left(\frac{\lambda_l}{\alpha} + \frac{h_c \lambda_l}{\lambda_c}\right)}. \quad (10.4)$$

При відсутності льоду на початок розрахунку (для першої п'ятиденки) формула прийме вигляд

$$h_n = \sqrt{\left(\frac{\lambda_l}{\alpha}\right)^2 - \frac{2\lambda_l(-t_n) \cdot T}{L_l \rho_l} - \left(\frac{\lambda_l}{\alpha}\right)}. \quad (10.5)$$

Коефіцієнт теплообміну α визначимо за емпіричною формулою в залежності від швидкості вітру

$$\alpha = 120 \sqrt{w+0,3}, \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу} \cdot ^0 \text{ C}). \quad (10.6)$$

$$\alpha = 120 \sqrt{1,5+0,3} = 161, \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу} \cdot ^0 \text{ C}).$$

Підставивши дані задачі у формулу, отримаємо товщину льоду на кінець першої п'ятиденки

$$h_n = \sqrt{\left(\frac{48}{161}\right)^2 + \frac{2 \cdot 48 \cdot 20}{80 \cdot 900} \cdot 5 - \left(\frac{48}{161}\right)} = 0,17 \text{ м}.$$

Для другої п'ятиденки в якості початкової товщини льоду приймаємо $h_n = 0,17 \text{ м}$ за попереднім розрахунком. Коефіцієнт теплообміну буде $\alpha = 120 \sqrt{2+0,3} = 182, \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу} \cdot ^0 \text{ C})$.

При відсутності снігу на льоду і початкової товщини льоду h_n формулу для розрахунку прийемо у вигляді

$$h_n = \sqrt{\left(h_n + \frac{\lambda_n}{\alpha}\right)^2 - \frac{2\lambda_n(-t_\alpha)}{L_n \rho_n} \cdot T - \left(\frac{\lambda_n}{\alpha}\right)^2} \quad (10.7)$$

Підставивши числові значення отримаємо

$$h_n = \sqrt{\left(0,17 + \frac{48}{182}\right)^2 + \frac{2 \cdot 48 \cdot 23}{80 \cdot 900} \cdot 5 - \left(\frac{48}{182}\right)^2} = 0,32 \text{ м.}$$

Для третьої п'ятиденки при наявності снігу на льоду розраховуємо коефіцієнт теплопровідності снігу за формулою В.В. Піотровича

$$\lambda_c = 0,0068 \rho_c^2 + 0,000094 \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ \text{C}). \quad (10.8)$$

$$\lambda_c = 0,0068 \cdot (0,20)^2 + 0,000094 = 0,00037 \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ \text{C}).$$

Приведемо λ_c до розмірностей розрахункової формули

$$\lambda_c = \frac{0,00037 \cdot 86400 \cdot 100}{1000} = 3,2 \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу} \cdot ^\circ \text{C}).$$

Значення коефіцієнта теплообміну α у порівнянні з другою п'ятиденкою не змінилося, так як швидкість вітру в третій п'ятиденці залишилася не змінною.

Проведемо розрахунок товщини льоду, використавши повну формулу, наведену спочатку. Отримаємо

$$h_n = \sqrt{\left(0,32 + \frac{48}{182} + \left(\frac{0,06 \cdot 48}{3,2}\right)^2\right) + \frac{2 \cdot 48 \cdot 23}{80 \cdot 900} \cdot 5 - \left(\frac{48}{182} + \frac{0,06 \cdot 48}{3,2}\right)^2} = 0,37 \text{ м.}$$

10.2. Визначення нульової ізотерми та змін щільності снігу

Метою практичного заняття є визначення нульової ізотерми та змін щільності снігу, набуття вміння розв'язувати задачі з даної тематики.

Завдання. Визначити положення нульової ізотерми при охолодженні потоку, збільшення щільності снігу за рахунок його осідання після відлиги.

Методика виконання. Розглянемо методику розрахунку на прикладі задач.

Задача 1. Визначити положення нульової ізотерми при охолодженні потоку. Середні за розрахунковий інтервал складові теплового балансу:

- витрата тепла з поверхні води за рахунок випаровування і конвективного теплообміну $S_{вип} + P = -1140$ ккал/(м²·добу),
- ефективне випромінювання $S_{ef} = -1390$ ккал/(м²·добу),
- притік тепла за рахунок сонячної радіації $S_p = 420$ ккал/(м²·добу),
- притік тепла від ложа водойми $S_{дно} = 100$ ккал/(м²·добу),
- притік тепла за рахунок гідродинамічного нагріву $S_{дин} = 640$ ккал/(м²·добу).

Середні для даної ділянки річки: витрата води $Q = 500$ м³/с і ширина водної поверхні $b = 120$ м, температура води $t = 0,5$ °С, щільність води $\rho = 1$ т/м³ = 1000 кг/м³.

Розв'язок. Рівняння теплового балансу для визначення сумарних витрат тепла з водної поверхні на даній ділянці річки запишемо у вигляді

$$\sum S = S_p + S_{вип} + P + S_{ef} + S_{дно} + S_{дин}. \quad (10.9)$$

Підставимо дані із умови задачі, з врахуванням знаку, який визначає напрям потоку тепла, отримаємо

$$\sum S = 420 - 1140 - 1390 + 100 + 640 = -1370 \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{добу}).$$

Знак мінус означає втрати тепла з водної поверхні.

Положення нульової ізотерми на кінець розрахункового інтервалу визначаємо за виразом

$$l_0 = \frac{\rho \cdot c \cdot Q \cdot t}{b \cdot \sum S}. \quad (10.10)$$

Підставивши дані задачі, з урахуванням розмірності отримаємо

$$l_0 = \frac{1000 \cdot 1 \cdot 500 \cdot 86400 \cdot 0,5}{120 \cdot 1370} = 131386 \text{ м} = 131 \text{ км}.$$

Задача 2. Визначити збільшення щільності снігу $\Delta\rho_{oc}$ за рахунок його осідання після відлиги. Притік тепла за відлигу $\sum S = 180$ кал/см², осідання снігу $\Delta h_{oc} = 5$ см, початкова висота снігу $h_0 = 45$ см і його щільність $\rho_0 = 0,20$ г/см³.

Розв'язок. Розрахунок проведемо за формулою

$$\Delta\rho_{oc} = \frac{\Delta h_{oc}}{h_0 - \frac{\sum S}{80\rho_0}} \rho_0, \quad (10.11)$$

де $\Sigma S/80\rho_0$ являє собою шар снігу, що розтав під час відлиги .

Підставивши дані величини задачі отримаємо

$$\Delta\rho_{oc} = \frac{5}{45 - \frac{180}{80 \cdot 0,20}} \cdot 0,20 = 0,032 / \text{см}^3.$$

11. Завдання для самостійного розв'язування

11.1. Основні формули та співвідношення

Гравітаційне поле Землі

- Кутова швидкість

$$\omega = \frac{\alpha}{t}, \quad (11.1)$$

де α – кут повороту; t – час повороту.

- Відцентрова сила

$$F_{вц} = m \cdot \omega^2 R, \quad (11.2)$$

де m – маса тіла; R – радіус обертання.

- максимальна Сила Коріоліса

$$F_{кк} = m \cdot \omega \cdot v, \quad (11.3)$$

де v – швидкість руху.

- Закон всесвітнього тяжіння

$$F = \gamma \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{R^2}, \quad (11.4)$$

де m_1, m_2 - маси взаємодіючих сил $\gamma = 6,67 \cdot 10^{-11}$ (Н·м²)/кг² – стала всесвітнього тяжіння; R – відстані між центрами мас тіл.

- Залежність прискорення вільного падіння від широти Землі

$$g(\varphi) = \sqrt{g_0^2 + \omega^4 R^2 \cos^2 \varphi - 2g_0 \omega^2 R \cos^2 \varphi} \quad (11.5)$$

де φ – широта Землі; ω – кутова швидкість Землі навколо своєї осі
 R – радіус Землі.

- Момент інерції
а) матеріальної точки

$$I_{zT} = mr^2, \quad (11.6)$$

б) суцільної кулі радіусом R

$$I_c = \frac{2}{5}mR^2, \quad (11.7)$$

де m – маса тіла, R – його радіус, r – радіус обертання навколо осі

б) теорема Штейнера

- Теорема Штейнера

$$I_z = I_c + md^2, \quad (11.8)$$

де I_z – момент інерції тіла відносно осі Z ; I_c – момент інерції відносно осі, що проходить через центр мас паралельно осі z ; d – відстань між осями.

- Закон збереження моменту імпульсу замкненої системи тіл, що обертаються відносно нерухомої осі

$$I_1\omega_1 = I_2\omega_2, \quad (11.9)$$

де I_1, ω_1 та I_2, ω_2 – моменти інерції системи тіл та кутові швидкості в початковий та кінцевий моменти часу.

Теплове поле Землі

- Закон Стефана - Больцмана

$$\mathcal{E}_T = \sigma T^4, \quad (11.10)$$

де \mathcal{E}_T – інтегральна випромінювальна здатність, Вт/м²; $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$, Вт/(м²·К⁴) - стала Стефана-Больцмана, T – термодинамічна температура, К.

Електричне поле Землі

- Напруженість точкового заряду

$$E = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{q}{r^2}, \quad (11.11)$$

де E – напруженість електричного поля; q – електричний заряд, Кл; $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м - електрична стала; ϵ – відносна діелектрична проникність середовища.

- Електроемність зарядженої кулі

$$c = 4\pi\epsilon\epsilon_0 R, \quad (11.12)$$

де c – електроемність, Ф; R – радіус кулі, м.

- Електроємність сферичного конденсатора

$$c = 4\pi\epsilon\epsilon_0 \frac{R_1 \cdot R_2}{R_2 - R_1}, \quad (11.13)$$

де R_1, R_2 – радіуси сферичних обкладок конденсатора, м.

Магнітне поле Землі

- Магнітний момент колового струму

$$P = IS, \quad (11.14)$$

де P – магнітний момент, $A \cdot m^2$; I – сила електричного струму, A ; S – площа колового струму, m^2 .

- Закон Біо-Савара-Лапласа

$$B = \int \frac{\mu\mu_0}{4\pi} \frac{Idl \sin \alpha}{r^2}, \quad (11.15)$$

де B – індукція магнітного поля, Тл $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м - магнітна стала; μ – магнітна проникність середовища; Idl – елемент струму; r – радіус-вектор, модуль якого рівний відстані від елемента струму, що породжує магнітне поле до точки, в якій визначаємо магнітне поле; α – кут між вектором елемента струму і радіус-вектором.

- Сила Лоренца

$$F_L = qvB \sin \alpha, \quad (11.16)$$

де q – електричний заряд, Кл; v – швидкість зарядженої частинки, м/с; α – кут між вектором швидкості і вектором магнітної індукції.

Сейсмічне поле Землі

- Швидкість поширення поздовжніх сейсмічних хвиль в рідинах і газах

$$v = \sqrt{\frac{K}{\rho}}, \quad (11.17)$$

де K – модуль всебічного стиску, H/m^2 ; ρ – густина середовища, в якій поширюється хвиля.

- Швидкість поширення поперечних сейсмічних хвиль в твердих тілах

$$v = \sqrt{\frac{G}{\rho}}, \quad (11.18)$$

де G – модуль зсуву.

- Швидкість поширення поздовжніх хвиль в газах

$$v = \sqrt{\frac{\gamma RT}{\mu}}, \quad (11.19)$$

де $\gamma = \frac{C_p}{C_v}$ – відношення теплоємностей при сталих тиску (C_p) та об'ємі (C_v); $R = 8,31$ Дж/(моль·К) – універсальна газова стала, T – термодинамічна температура, К; μ – молярна маса газу, кг/моль.

- Магнітуда землетрусу

$$M = \frac{2}{3} \cdot (\lg(W) - 4,8), \quad (11.20)$$

де M – магнітуда землетрусу; W – енергія землетрусу, Дж.

Радіаційне поле Землі

- Закон радіоактивного розпаду

$$N = N_0 e^{-\lambda \cdot t}, \quad (11.21)$$

де N – кількість радіоактивних ядер в момент часу t ; N_0 – кількість радіоактивних ядер в момент часу $t=0$; λ – радіоактивного розпаду, c^{-1} ; t – час радіоактивного розпаду, с.

- Зміна активності з часом

$$I = I_0 e^{-\lambda \cdot t}, \quad (11.22)$$

де I – активність радіоактивного розпаду в момент часу t , c^{-1} ; I_0 – активність радіоактивного розпаду в момент часу $t=0$, c^{-1} .

- Закон поглинання γ - променів

$$I = I_0 e^{-\lambda \cdot d}, \quad (11.23)$$

де I – активність радіоактивного розпаду до поглинаючої речовини, c^{-1} ; I_0 – активність радіоактивного розпаду після поглинаючої речовини ($d=0$), c^{-1} ; d – товщина поглинаючої речовини, м.

11.2. Задачі

1. Знайти прискорення вільного падіння на екваторі Землі. Вихідні дані: радіус Землі на екваторі, $R_{\oplus}=6378$ км; маса Землі, $M_{\oplus} = 5,972 \cdot 10^{24}$ кг; стала всесвітнього тяжіння $G = 6,67 \cdot 10^{-11}$ (Н·м²)/кг².

2. Знайти прискорення вільного падіння на полюсі Землі. Вихідні дані: радіус Землі на екваторі, $R_{\oplus n} = 6357$ км; маса Землі, $M_{\oplus} = 5,972 \cdot 10^{24}$ кг; стала всесвітнього тяжіння $G = 6,67 \cdot 10^{-11}$ (Н·м²)/кг².

3. Знайти скільки відсотків від значення прискорення вільного падіння буде становити відцентрове прискорення на широті міста Київ. Вихідні дані: широта міста Київ, $\varphi = 50^{\circ}$; радіус Землі на широті міста Київ, $R_{\oplus} = 6363$ км; прискорення вільного падіння на широті міста Київ, $g = 9,81$ м/с².

4. Знайти середній радіус Землі. Вихідні дані: $R_{\oplus e} = 6378$ км; $R_{\oplus n} = 6357$ км.

5. Знайти момент інерції Землі. Землю рахувати кулею а середній радіус взяти як розв'язок попередньої задачі (№4).

6. Визначити електроємність Землі (С, Ф). $R_{\oplus} = 6,371 \cdot 10^6$ м; $\varepsilon = 1$; $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м.

7. Знайти напруженість електричного поля Землі (Е, В/м) на висоті $h = 25$ км, якщо на поверхні Землі напруженість рівна $E_0 = 130$ В/м. $\varepsilon = 1$; $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м.

8. Знайти електричний заряд Землі (q, Кл) якщо на поверхні Землі напруженість рівна $E_0 = 130$ В/м.

9. Визначити магнітний момент Землі (А·м²), коли відомо, що глобальний коловий струм рівний $I = 1,57 \cdot 10^{10}$ А а радіус Землі $R_{\oplus} = 6,371 \cdot 10^6$ м.

10. Знайти атмосферний тиск (p_a , Па) на вершині гори Говерла. Висота вершини $h = 2061$ м. Висота однорідної атмосфери $H = 8800$ м.

11. При якій максимальній температурі гравітаційне поле Землі ще буде втримувати молекули кисню (O₂). Використати найбільш імовірну швидкість (v_{im}). Друга космічна швидкість $v_{2k} = 11,2$ км/с; універсальна газова стала $R = 8.31$ Дж/(моль·К); молярна маса O₂ $\mu_{O_2} = 32 \cdot 10^{-3}$ кг/моль.

12. Знайти інтегральну випромінювальну здатність Землі (Е, Дж/(м²·с)), якщо температура його поверхні $T = 300$ К. Рахувати Землю абсолютно чорним тілом. Постійна Стефана-Больцмана $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴).

13. Знайти швидкість поширення сейсмічних поперечних хвиль (v , м/с) в земній корі. Модуль зсуву гранітно-базальтових порід $G = 3,0 \cdot 10^{10}$ Па, густина гранітно-базальтових порід $\rho = 2,7 \cdot 10^3$ кг/м³.

14. Знайти у скільки разів на Землі зменшилася активність ${}_{90}^{232}\text{Th}$, якщо відомо, що його період піврозпаду становить 14 млрд. років. За час утворення Землі взяти відповідь задачі №13.

15. Знайти період піврозпаду ${}_{19}^{40}\text{K}$, якщо відомо, що його активність з початку утворення Землі зменшилась у 12,5 разів. За час утворення Землі взяти відповідь задачі №13.

16. Знайти кількість молей у одному літрі води. Густина води 10^3 кг/м^3 Молярна маса води 18г/моль .

17. Знайти кількість молекул у одному літрі води. Густина води 10^3 кг/м^3 Молярна маса води 18г/моль .

18. Знайти кількість молекул у одному кубічному метрі води. Густина води 10^3 кг/м^3 . Молярна маса води 18г/моль .

19. Знайти кількість молей молекул води у одному кубічному метрі льоду. Густина льоду 917 кг/м^3 . Молярна маса води 18г/моль .

20. Знайти кількість молекул води у одному кубічному метрі водяної пари. Густина водяної пари $4.93 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$. Молярна маса води 18г/моль .

21. Знайти молярну концентрацію розчину NaCl , що має граничну мінералізацію прісної води (1г/дм^3).

22. Знайти мінералізацію (у г/дм^3) розчину NaCl з молярною концентрацією 0.01 моль/дм^3 .

23. Знайти ефективний діаметр молекули води у рідкій фазі в ангстремах ($\text{Å}=10^{-10} \text{ м}$). Густина води 10^3 кг/м^3 . Молярна маса води 18г/моль .

24. Знайти молярний об'єм води у рідкій фазі. Густина води 10^3 кг/м^3 . Молярна маса води 18г/моль .

25. Знайти коефіцієнт упаковки молекул води у рідкій фазі. Густина води 10^3 кг/м^3 . Рентгенографічний радіус молекули води $r_0=1.45 \text{ Å}$ ($\text{Å}=10^{-10} \text{ м}$). Молярна маса води 18г/моль .

26. Знайти ефективний діаметр молекули води у льоді в ангстремах ($\text{Å}=10^{-10} \text{ м}$). Густина льоду 917 кг/м^3 . Молярна маса води 18г/моль .

27. Знайти молярний об'єм льоду. Густина льоду 917 кг/м^3 кг/м^3 . Молярна маса води 18г/моль .

28. Знайти молярний об'єм водяної пари при нормальних умовах у м^3 . Густина водяної пари при нормальних умовах $4.93 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$. Молярна маса води 18г/моль .

29. Скільки молекул води поміщається між молекулами води у водяній парі? Густина водяної пари $4.93 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$. Молярна маса води 18 г/моль . Рентгенографічний радіус молекули води $r_0 = 1.45 \text{ \AA}$ ($\text{\AA} = 10^{-10} \text{ м}$).

30. Знайти критичну молярну газову сталу водяної пари, якщо $T_{\text{кр}} = 647,35 \text{ К}$; $P_{\text{кр}} = 2,21 \cdot 10^7 \text{ Па}$; $V_{\text{кр}} = 5,46 \cdot 10^{-5} \text{ м}^3$; $R = 8,31 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}$.

31. Знайти густину водяної пари у критичному стані. Молярна маса води 18 г/моль . $V_{\text{мкр}} = 5,46 \cdot 10^{-5} \text{ м}^3$.

32. Знайти молярну кінетичну енергію молекули води в кілоджоулях (кДж) при температурі $273,15 \text{ К}$. Ступінь вільності молекули води рівний шести.

33. Знайти енергію водневого зв'язку у джоулях, якщо його молярна енергія рівна $28,1 \text{ Дж/моль}$.

34. Знайти енергію дисоціації одного моля Н-ОН зв'язків в джоулях, якщо енергія утворення молекули води із окремих атомів становить $219,3 \text{ ккал/моль}$ а енергія дисоціації О-Н зв'язку рівна $101,5 \text{ ккал/моль}$. $1 \text{ ккал} = 4,19 \text{ Дж}$.

35. Знайти енергію дисоціації одного моля О-Н зв'язків в джоулях, якщо енергія утворення молекули води становить $219,3 \text{ ккал/моль}$ а енергія дисоціації Н-ОН зв'язку рівна $117,8 \text{ ккал/моль}$. $1 \text{ ккал} = 4,19 \text{ Дж}$

36. Знайти енергію утворення одного моля молекул води в джоулях, якщо енергія дисоціації О-Н зв'язку становить $101,5 \text{ ккал/моль}$ а енергія дисоціації Н-ОН зв'язку рівна $117,8 \text{ ккал/моль}$. $1 \text{ ккал} = 4,19 \text{ Дж}$.

37. Знайти дипольний заряд молекули води в кулонах (Кл). Дипольний момент молекули води $6,1 \cdot 10^{-30} \text{ Кл} \cdot \text{м}$. Відстань між центрами зарядів диполя молекули води $0,97 \text{ \AA}$.

38. Знайти густину води при 4°C , якщо мутність цієї води становить 10 кг/м^3 і густина домішок рівна 2500 кг/м^3 .

39. Знайти збільшення густини чистої води (в кг/м^3), якщо її питома електропровідність стала рівна 1000 мкСм/см .

40. Знайти густину чистої води при 70°C . Коефіцієнт об'ємного розширення $2 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ \text{C}^{-1}$.

41. Знайти температуру ($^\circ \text{C}$) максимальної густини води, мінералізація якої становить 1 г/дм^3 .

42. У скільки збільшиться об'єм води при збільшенні її температури на 10°C . Температурний коефіцієнт об'ємного розширення води $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$.

43. У скільки зменшиться об'єм води при збільшенні тиску на 10^8 Па . Коефіцієнт стисливості води $5,04 \cdot 10^{-10} \text{ Па}^{-1}$.

44. Яку кількість теплоти (у кДж) потрібно надати 1кг води, щоб змінити її температуру на 100°C . Питома теплоємність води $4190 \text{ Дж}/(\text{кг}\cdot\text{K})$.

45. Яку кількість теплоти (у МДж) необхідно, щоб випарувати 10кг води при температурі 0°C . Питома теплота пароутворення води при 0°C $2,5 \text{ МДж}/(\text{кг})$.

46. Яку кількість теплоти (у МДж) необхідно, щоб випарувати 10кг води при температурі 100°C . Питома теплота пароутворення води при 100°C $2,26 \text{ МДж}/(\text{кг})$.

47. Яку кількість теплоти (у кДж) необхідно, щоб розплавити 1кг льоду. Питома теплота плавлення льоду $333 \text{ кДж}/(\text{кг})$.

48. Яку кількість теплоти (у кДж) необхідно, щоб нагріти 1кг льоду на 10°C . Питома теплоємність льоду $2100 \text{ Дж}/(\text{кг}\cdot\text{K})$.

49. Знайти температуру утворення льоду ($^{\circ}\text{C}$) при мінералізації води $1\text{г}/\text{дм}^3$. Кріоскопічна стала води $1,86$, ізотонічний коефіцієнт рівний 2 .

50. Знайти тривалість охолодження (години) шару води, товщиною 1м від 10°C до 0°C . Питома теплоємність води $4190 \text{ Дж}/(\text{кг}\cdot\text{K})$, густина води $1000 \text{ кг}/\text{м}^3$ а густина потоку тепла від поверхні охолодження $1000 \text{ Дж}/(\text{м}^2\cdot\text{с})$.

51. Знайти кінематичну в'язкість води ($\text{м}^2/\text{с}$), якщо відомо, що її динамічна в'язкість рівна $10^{-3} \text{ Па}\cdot\text{с}$. Густина води $10^3 \text{ кг}/\text{м}^3$.

52. Знайти коефіцієнт динамічної в'язкості води ($\text{мПа}\cdot\text{с}$) при температурі 5°C .

53. Знайти коефіцієнт поверхневого натягу у $\text{мН}/\text{м}$ при 71°C .

54. Знайти висоту підняття води в капілярі у мм . Радіус капіляра 1мм . Коефіцієнт поверхневого натягу води $70 \text{ мН}/\text{м}$. Густина води $1000 \text{ кг}/\text{м}^3$.

55. Знайти питому електропровідність водного розчину NaCl у $\text{мкСм}/\text{см}$. Концентрація розчину $10^{-4} \text{ моль}/\text{дм}^3$. Йонні електропровідності $\lambda_{\text{Na}^+}=50,14 \text{ (См}\cdot\text{см}^2)/\text{моль}$ і $\lambda_{\text{Cl}^-}=76,30 \text{ (См}\cdot\text{см}^2)/\text{моль}$. Розчин вважати безмежно розбавленим.

56. Знайти діелектричну проникність води при 50°C .

Питання гарантованого рівня знань

1. Стандартна сейсмічна модель Буллена.
2. Методи визначення температур в надрах Землі. Метод реперних точок.
3. Прецесія і нутація земної осі. Гідродинамічне стиснення Землі.
4. Природні і природно–техногенні катастрофи та їх роль у зміні сучасного обліку Землі.
5. Аномалії висот геоїда. Явище ізостазії.
6. Прогноз землетрусів.
7. Модель походження Всесвіту.
8. Методи фізики Землі. Роль порівняльної планетології у вивченні Землі.
9. Закон всесвітнього тяжіння. Сили інерції. Гравітаційне поле Землі за даними супутникової гравіметрії.
10. Момент інерції. Теорема Штейнера.
11. Сейсмічний розріз Землі.
12. Хімічна і мінералогічна моделі Землі.
13. Методи оцінки сейсмічної небезпеки.
14. Сучасні уявлення про походження хімічних елементів. Походження Землі як планети.
15. Модель “гарячої” Землі.
16. Модель формування Землі. Початковий тепловий стан Землі.
17. Напружений стан земних надр.
18. Сейсмічність Землі.
19. Модель генерації магнітного поля Землі. Напруженість електричного поля Землі, електроємність Землі
20. Електропровідність Землі.
21. Фізика планет земної групи.
22. Тепловий стан Землі.
23. Обернена задача сейсмології.
24. Ідентифікація природних і природно–техногенних загроз.
25. Інверсії магнітного поля Землі.
26. Рівняння Вільямсона–Адамса. Розподіл густини в надрах Землі.
27. Модель мінералогічного складу Землі.

28. Роль геофізичних досліджень мінералів і гірських порід в умовах високих тисків і температур.
29. Мінералогічний і хімічний склад Землі.
30. Гравітаційне поле і фігура Землі.
31. Індукція та напруженість магнітного поля. Закон Біо-Савара-Лапласа.
32. Елементи магнітного поля Землі. Магнітні аномалії.
33. Причини і основні характеристики сейсмічних процесів. Сейсмічні хвилі.
34. Сейсмічна томографія.
35. Механізм джерела землетрусів.
36. Сучасні підходи до безпеки потенційно небезпечних об'єктів в аспекті їх сейсмічної вразливості.
37. Теплове випромінювання. Закон Стефана-Больцмана.
38. Основні джерела тепла Землі.
39. Радіоактивність, закон радіоактивного розпаду.
40. Зовнішнє та внутрішнє радіаційне поле Землі.
41. Фізика Венери.
42. Модель глобальної еволюції Землі.
43. Фізика Марсу.
44. Сучасна динамічна модель Землі, як космічного тіла.
45. Земне ядро і його роль в тектонічній активності Землі.
46. Фізика планет зовнішньої групи.
47. Методика аналізу сейсмічного ризику територій розташування потенційно небезпечних об'єктів.
48. В'язкість Землі.
49. Тектоніка плит.
50. Будова земної кори за даними сейсмології.
51. Механізм переносу тепла в надрах Землі.
52. Фізика Землі як наука. Її роль і значення в стабільному розвитку людства.
53. Основні закони геометричної сейсміки. Основні типи хвиль, що використовуються в сейсмології.
54. Модель розподілу густини, прискорення сили тяжіння, тиску в надрах Землі.
55. Фізика Місяця.

Базова література

1. Холоденко В. С. Методичні вказівки до практичних робіт з дисципліни «Фізика Землі». 01-05-41 (2018). URL: <http://ep3.nuwm.edu.ua/id/eprint/12842>
2. Вижва С. А. Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів. Київ : ВГЛ «Обрії», 2004. 236 с.
3. Тяпкін К. Ф. Фізика Землі. Київ : Вища школа, 1998.
4. Тяпкін К. Ф., Тяпкін О. К., Якимчук М. А. Основи геофізики : підручник. Київ : Карбон Лтд, 2000. 248 с.
5. Літнарівч Р. М. Фізика з основами геофізики : курс лекцій. Рівне : МEGУ, 2007. 74 с.
6. Загальна фізика : навчальний посібник. Ч. I / за ред. Ковалець М. О., Бялик М. В. та ін. Рівне : НУВГП, 2009. 396 с.
7. Загальна фізика : навчальний посібник. Ч. II / за ред. Олексина Д. І., Орленка В. Ф., Вадець Д. І. та ін. Рівне : НУВГП, 2009. 457 с

Допоміжна література

1. Кузьменко Е. Д., Багрій С. М. Основи геофізики : метод. вказівки. Івано-Франківськ : ІФНТУНГ, 2012. 50 с.
2. Основи геофізики (методи розвідувальної геофізики) : підруч. для студ. геол. спец. вузів / М. І. Толстой та ін. Київ : ВПЦ “Київський університет”, 2006. 446 с.
3. Hugh D. Young, Roger A. Freedman. University physics with modern physics. 14th edition. Pearson Education Limited. 2016. 1600 p.