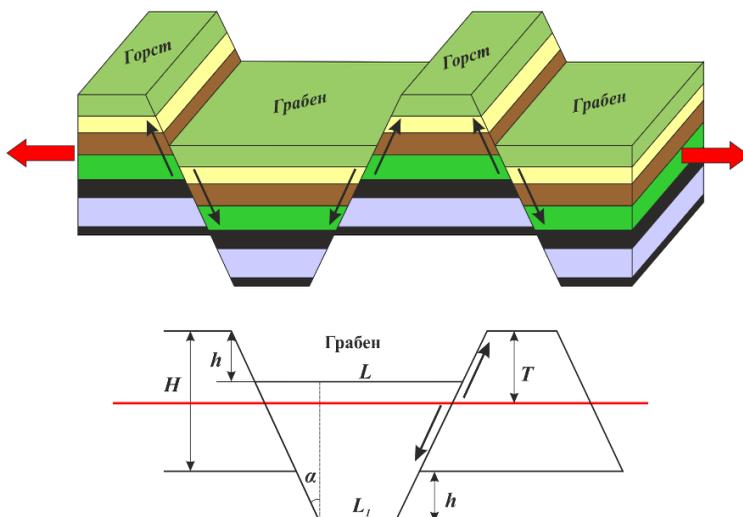




В. В. Фурман, Ю. М. Віхоть, О. М. Павлюк

ОСНОВИ ГЕОФІЗИКИ (фізика геологічних середовищ)

Навчальний посібник



УДК 550.3 + 551.1/551.3

ББК 26.2 + 26.3

Ф 95

Фурман В. В. Основи геофізики (фізика геологічних середовищ) : навчальний посібник для студентів ЛНУ імені Івана Франка / В. В. Фурман, Ю. М. Віхоть, О. М. Павлюк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2017. – 104 с.

Рецензент: доктор фіз.-мат. наук, професор Д. В. Малицький,
Карпатське відділення Інституту геофізики НАН України

Редактор: *Мирослава Мартиняк*

Відповідальний за друк: *Олена Старунько*

Комп'ютерне верстання: *Юрій Віхоть*

*Друкується за ухвалою Вченої ради геологічного факультету
Львівського національного університету імені Івана Франка
(протокол № 31/5 від 18 травня 2016 р.)*

Наведено приклади та способи розв'язування практичних задач для геологічних структур і явищ, що стосуються аналізу геологічних процесів на поверхні та в надрах Землі; охарактеризовано основні фізичні взаємодії та фізичні поля Землі, що є визначальними під час геологічних та інженерно-геологічних процесів; список рекомендованої літератури та методичного забезпечення. Навчальний посібник містить низку ілюстрацій для кращого розуміння та сприйняття практичного матеріалу.

Для студентів вищих навчальних закладів.

© В. В. Фурман, Ю. М. Віхоть, О. П. Павлюк, 2017

ВСТУП

Завданням курсу “**Основи геофізики (фізика геологічних процесів)**” є навчити студентів напряму підготовки 6.040103 – геологія та 6.040106 – екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування денної та заочної форми навчання бачити природні геологічні, інженерно-геологічні процеси у призмі фізичних законів. Приклади виконаних та додаткові запропоновані для самоперевірки завдання в цьому посібнику дають розуміння того, що все на Землі – у надрах, на її поверхні, у космосі – утворюється внаслідок перетворення речовини (зміни її фізичних, механічних, петрофізичних властивостей) та енергії, про що свідчать певні геологічні процеси і виникнення різноманітних геологічних структур, зумовлене фундаментальними взаємодіями та впливом геофізичних полів.

У цьому навчальному посібнику, що є продовженням посібника з практикуму “Основи геофізики (фізика Землі)” зібрано комплекс завдань, приклади їхнього розв’язування та короткі пояснення, що дають змогу:

- ✓ *розуміти який взаємозв’язок існує між фізичними і геологічними процесами у Землі (**фізика геологічних процесів**);*
- ✓ *аналізувати геологічні явища та процеси з позиції сучасної фізики Землі та основ геофізики;*
- ✓ *аналізувати фізичні механізми, що є в їхній основі;*
- ✓ *аналізувати геологічні процеси, що ґрунтуються на використанні законів і методів сучасної фізики Землі та основ геофізики;*
- ✓ *розуміти перетворення фізичних та петрофізичних властивостей речовин під впливом зміни фізичних параметрів (тиску, температури, руху флюїдів тощо), що беруть участь у перебігу геологічних процесів;*
- ✓ *детально аналізувати важливі геологічні процеси з позиції перетворення енергії у геологічному середовищі;*
- ✓ *розвивати логічне мислення, необхідне для розуміння низки геологічних процесів і різноманітних структур, які, без сумніву, не можуть відбуватися та формуватися без глобальних, регіональних чи локальних фізичних процесів, а також фундаментальних взаємодій та фізичних полів, що відбуваються у Землі.*

*Електронні версії навчальних посібників
“Основи геофізики (фізика геологічних процесів)”
та “Основи геофізики (фізика Землі)”
можна завантажити з сайтів на відповідних вкладках:*

 <http://vikhot-yuriy.jimdo.com/>

 <http://yuvik.jimdo.com/>

 https://www.researchgate.net/profile/Yuriy_Vikhot3

 https://www.researchgate.net/profile/Vitaly_Fourman

1. ФІЗИКА ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ

Наведено приклади розв'язування задач з практичного курсу “Основи геофізики” із *фізики геологічних процесів*. Приклади розв'язаних задач дадуть змогу полегшити розуміння навчального матеріалу з практичної частини курсу. Геологічні процеси, що відбуваються на поверхні та в надрах Землі, можна описати певними фізичними явищами та процесами. Будь-які геологічні процеси можна охарактеризувати низкою взаємопов'язаних змінних фізичних параметрів.

Проте зазначимо, що під час розв'язування типових практичних задач з *фізики геологічних процесів* головні з цих параметрів враховуємо, натомість іншими другорядними *умовно нехтуємо*. Однак не завжди фізичні параметри, що зумовлюють геологічні процеси, можна відобразити однозначно в ідеальному числовому вираженні. Тому зазвичай у такому випадку кінцевими розв'язками задач з *фізики геологічних процесів* умовно вважають систему рівнянь, яка й відображає основний фізичний процес чи явище, що привели до виникнення різноманітних геологічних процесів (ендогенних, екзогенних та ін.) або тих чи інших форм геологічних структур. Методично такий підхід є виправданим. До цього розділу додатки з табличними даними наведено в довіднику “*Основи геофізики (короткий довідник з практикуму)*”.

1.1. Фундаментальні взаємодії у природі

1.1.1. Основні типи фундаментальних взаємодій

Уся різноманітність фізичних явищ та процесів природи зумовлена чотирма типами фундаментальних сил, або взаємодій: *гравітаційною, електромагнітною* і двома типами ядерних – *слабкими та сильними* (рис. 1.1, табл. 1.1). Не так давно зроблено спроби описати ці типи взаємодій у рамках єдиної математичної теорії. Ця теорія великого об'єднання пов'язала слабку ядерну взаємодію з електромагнітною, а зовсім недавно вдалося об'єднати з ними і сильну ядерну взаємодію.

Гравітаційні взаємодії та гравітаційне поле. Гравітацію постійно відчуваємо у повсякденному житті. У природі між будь-якими двома тілами, що мають деякі маси m_1 та m_2 , завжди існує силовий взаємозв'язок, унаслідок якого відбувається їхнє взаємне притягання (див. рис. 1.1, табл. 1.1). Фізичне поле цієї взаємодії має назву *гравітаційне поле*.

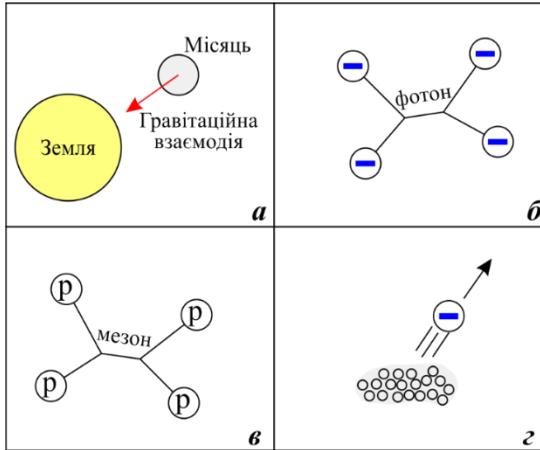


Рис. 1.1. Основні типи фундаментальних взаємодій у природі
 (а – гравітаційні взаємодії; б – електромагнітні взаємодії;
 ядерні взаємодії: в – сильні; г – слабкі)

Таблиця 1.1

Основні типи фундаментальних взаємодій

Частинки, що взаємодіють	Прояв	Механізм	Інтенсивність	Радіус дії, м
<i>Гравітаційні взаємодії</i>				
Усі тіла Всесвіту	Всесвітнє тяжіння, що забезпечує існування зірок, планетних систем	Обмін гравітонами	10^{-38}	∞
<i>Електромагнітні взаємодії</i>				
Заряджені частинки, фотони	Кулонівська сила, що забезпечує існування атома	Обмін фотонами	1/137	∞
<i>Сильні ядерні взаємодії</i>				
Тяжкі частинки (кварки, нуклони)	Ядерні сили, що забезпечують існування ядер	Обмін глюонами	1	10^{-15}
<i>Слабкі ядерні взаємодії</i>				
Кварки, лептони	β - розпад	Обмін бозонами	10^{-10}	10^{-18}

Сила гравітації діє між всіма матеріальними тілами у Всесвіті, наприклад, між зірками і планетами, її описують **законом всесвітнього тяжіння Ньютонa**. Закон всесвітнього тяжіння має універсальний характер, оскільки притягання, або тяжіння, характерне для всіх тіл і проникає вільно через небесні тіла. Основними елементами гравітаційного поля Землі, які можна виміряти, є прискорення вільного падіння та друга похідна потенціалу сили тяжіння. За цими даними визначають, насамперед, форму Землі, що є важливим у геології та безпосередньо впливає на геологічні процеси, пов'язані з дією фізичних явищ і процесів. Елементи гравітаційного поля Землі також широко використовують у гравітаційній розвідці, навігації, метеорології тощо.

Згідно зі законом всесвітнього тяжіння, гравітаційна сила прямо пропорційна до маси тіл M_1 і M_2 та обернено пропорційна до квадрата відстані R між ними. Дві точкові маси притягують одна одну з силою, напрямленою вздовж прямої, яка їх з'єднує:

$$F_{\text{гр}} = -G \frac{M_1 M_2}{R^2} \quad (1.1)$$

У цій формулі знак мінус означає, що маємо справу з силою притягання, де R – відстань між двома тілами; M_1 і M_2 – маси двох тіл. Величина G – універсальна гравітаційна стала, що має дуже важливе значення. Нехай M_1 і M_2 – дві однакові маси, наприклад, по 1 кг, R – відстань 1 м, тоді сила притягання між ними дорівнюватиме $6,7 \cdot 10^{-11}$ Н. Якщо значення G збільшується, то гравітаційна сила теж пропорційно збільшується. Твердження про універсальність гравітаційної сталої G означає таке: якщо виміряти силу між двома масами 1 кг, розділеними відстанню 1 м, то в будь-якому місці Всесвіту в будь-який момент часу результат завжди матиме значення $6,7 \cdot 10^{-11}$ Н. Тому величина G поряд з іншими фундаментальними сталими є важливою і визначає структуру гравітаційних систем.

На одиницю точкової маси, що пов'язана з Землею, одночасно діють три сили, геометричну суму яких, або їхню рівнодійну, називають **силою тяжіння**:

$$F_{\text{тяж}} = F_{\text{гр}} + F_{\text{відц}} + F', \quad (1.2)$$

де $F_{\text{гр}}$ – сила притягання між точкою та всією масою Землі, визначена за формулою (1.1); $F_{\text{відц}}$ – відцентрова сила, що виникає внаслідок добового руху Землі навколо своєї осі; F' – сила притягання небесних тіл, теж визначена за формулою (1.1). Числове значення та напрям сили F' безперервно змінюється (через зміну взаємного положення Землі та небесних тіл), і це призводить до приливних змін сили тяжіння $F_{\text{тяж}}$.

Гравітаційна сила $F_{\text{Гр}}$ визначена розподілом мас у тілі Землі та її формою. Якщо в першому наближенні прийняти Землю як кулю, що складена з концентричних шарів сталої густини, то сила $F_{\text{Гр}}$ буде напрямлена до центра Землі і її визначатиме формула:

$$F_{\text{Гр}} = G \frac{Mm_i}{R^2}, \quad (1.3)$$

де M та m_i – відповідно, маса Землі та i -ї точки; R – відстань від центра Землі до i -ї точки. Для реальної Землі значення сили $F_{\text{Гр}}$ відрізнятиметься від значення, обчисленого за попередньою формулою.

Відцентрова сила $F_{\text{відц}}$ напрямлена по радіусу малого круга, по якому відбувається обертання Землі, її визначають за формулою:

$$F_{\text{відц}} = M\omega^2 R, \quad (1.4)$$

де ω – кутова швидкість обертання Землі; R – відстань від осі обертання до i -ої точки.

Максимуму сила $F_{\text{відц}}$ досягає на екваторі, де її напрям є протилежним до напрямку сили тяжіння $F_{\text{тяж}}$. Відцентрова сила прагне зменшити силу тяжіння.

Якщо прийняти масу точки, що притягується, за одиницю, то сила тяжіння чисельно дорівнюватиме прискоренню вільного падіння g . Тому часто замість терміна “прискорення вільного падіння” використовують скорочено “сила тяжіння”. Ця сила утримує тіла і предмети на поверхні Землі. У системі СІ прискорення g вимірюють у метрах за секунду в квадраті [$\text{м}/\text{с}^2$]. Унаслідок сплюсненості Землі прискорення вільного падіння на екваторі є меншим, ніж на полюсах. Середнім стандартним значенням прискорення вільного падіння для виконання розрахунків прийнято прискорення падіння тіла на широті 45° і на висоті рівня моря, яке дорівнює $9,80665 \text{ м}/\text{с}^2$ (згідно з рішенням третьої Генеральної конференції з мір та ваг, 1901 р.). У різних точках земної поверхні залежно від географічної широти й висоти над рівнем моря числове значення g є неоднаковим, воно змінюється приблизно від $9,83 \text{ м}/\text{с}^2$ на полюсах до $9,78 \text{ м}/\text{с}^2$ на екваторі.

Відхилення від стандартного значення зумовлене низкою причин: 1) *обертанням Землі*. Унаслідок обертання Землі завдяки дії доцентрової сили прискорення вільного падіння тіла на полюсах вище, ніж на екваторі; 2) *формою Землі*. Земля – не ідеальна сфера, а має сплюснуту на полюсах форму; 3) *висотою над рівнем моря*; 4) *неоднорідністю Землі*.

Способи вимірювання земного тяжіння (прискорення вільного падіння): 1) *за допомогою математичного маятника* вимірюванням його довжини і періоду коливань T ; 2) *вимірювання*

часу вільного падіння без початкової швидкості й використання формули $h = gt^2/2$ або $g = 2h/t^2$, де h – висота; t – час падіння.

Отже, прискорення вільного падіння – прискорення, що його отримує тіло, рухаючись під впливом сили тяжіння Землі. Прискорення – векторна фізична величина, похідна швидкості за часом і за значенням, дорівнює зміні швидкості тіла за одиницю часу. Прискорення вільного падіння залежить від географічної широти, місцезнаходження тіла, висоти над рівнем моря та інших чинників і не залежить від маси тіл, однак сильно змінюється залежно від маси самої планети та від розташування тіла на ній (зміна від полюса до екватора).

Числове значення прискорення вільного падіння на невеликих висотах h (у метрах) над рівнем моря на певній географічній широті φ отримують з такої формули: $g_\varphi = 9,780327 (1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,00000058 \sin^2 2\varphi) - 0,0003086 h$.

На прискорення вільного падіння впливають: 1) обертання Землі навколо власної осі: максимальне значення на полюсах, мінімальне на екваторі; 2) деформації Землі: на зменшення значення g на екваторі впливає і те, що екваторіальний радіус Землі більший від полярного; 3) значення g більше на довільній широті, там, де містяться поклади залізної й інших важких руд, менше — над родовищами газу. Тому пов'язане із прискоренням вільного падіння гравітаційне поле Землі має теж складну структуру, зумовлену неоднорідністю речовини земної кори та мантії. Отже, гравітаційне поле прийнято розділяти на дві частини: нормальне гравітаційне поле та залишкове аномальне поле.

Електромагнітні сили та взаємодії (див. рис. 1.1, табл. 1.1). Як електрика, так і магнетизм зумовлені електричним зарядом. Сила взаємодії між двома електричними зарядами складно залежить від їхнього положення та від руху, оскільки електричний і магнітний ефекти взаємозалежні. Однак є один простий випадок, який виникає, коли два заряди нерухомі. Якщо заряди, відповідно, дорівнюють q_1 і q_2 та кожен зосереджений у певній точці, то взаємодія між ними F_k є власне електричною й описувана формулою (законом Кулона), що майже ідентична формулі (1.1):

$$F_k = F_{12} = k \frac{q_1 q_2}{r^2}, \quad (1.5)$$

де q_1 та q_2 – два заряди; r – відстань між зарядами; $k = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0}$ – коефіцієнт пропорційності, або електростатична стала; ϵ_0 – електрична стала; ϵ – діелектрична стала або діелектрична проникність, яка є характерною для певного середовища.

Отже, закон Кулона звучить так: сила взаємодії \vec{F}_K двох нерухомих точкових електричних зарядів q_1 і q_2 прямо пропорційна до добутку модулів зарядів та обернено пропорційна до квадрата відстані r між ними, напрямлена вздовж прямої, що їх з'єднує, і залежить від середовища, у якому вони містяться. Отже, закон Кулона можна виразити такими узагальненими формулами:

$$F_K = k \frac{|q_1 q_2|}{r^2} = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{|q_1 q_2|}{r^2} \text{ (у скалярній формі);}$$

$$\vec{F}_K = k \frac{\vec{q}_1 \vec{q}_2}{r^3} \vec{r} = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{\vec{q}_1 \vec{q}_2}{r^3} \vec{r} \text{ (у векторній формі).}$$

Сила електричної взаємодії напрямлена вздовж прямої, яка з'єднує заряди, і є силою притягання або відштовхування залежно від знаків зарядів q_1 і q_2 (рис. 1.2). Коефіцієнт k – універсальна електростатична стала, яка визначає інтенсивність електромагнітної взаємодії, її значення становить $8,85 \cdot 10^{-12}$ (Ф/м або Н·м²/Кл²).

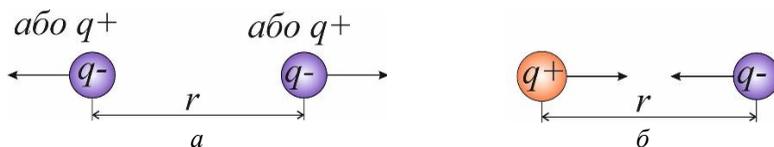


Рис.1.2. Взаємодія двох зарядів (q^+ та q^-) у кулонівській силі:
 a – відштовхування однойменних (q^+ та q^+ , або q^- та q^-),
 b – притягання різнойменних (q^+ та q^-)

Отже, електричний заряд – це фізична величина, яка характеризує властивості частинок або тіл вступати в електромагнітні сили взаємодії. У природі є два види електричних зарядів: позитивні та негативні. Заряд протона вважають позитивним, а електрона – негативним. Заряди можуть передаватись (наприклад, під час контакту) від одного тіла до іншого. Отже, електричний заряд завжди пов'язаний з елементарними частинками (електронами, протонами тощо). Величина заряду цих частинок однакова – у міжнародній системі одиниць SI вона дорівнює $1,6 \cdot 10^{-19}$ Кл.

На відміну від маси, електричний заряд не є невід'ємною характеристикою тіла. Одне і те ж тіло за різних умов може мати різний електричний заряд. однойменні заряди відштовхуються, а різнойменні – притягуються. У цьому також виявляється принципова відмінність електромагнітних сил від гравітаційних. Гравітаційні сили завжди є силами притягання.

Що стосується магнітних сил, то немає експериментального твердження про існування магнітного заряду, подібного до електричного, а магнітні сили повністю породжуються електричними струмами, тобто рухомими електричними зарядами. Отже, заряди визначають інтенсивність як електричного, так і магнітного фізичних полів.

Ядерні сили та взаємодії (див. рис. 1.1, табл. 1.1). Сильна ядерна взаємодія значно складніша за природою, ніж інші типи взаємодій. Вона відповідає за утримання протонів і нейтронів в атомному ядрі. Якби не було сильної взаємодії, то ядра розпадалися б через електричне відштовхування протонів, що мають однойменні заряди. Для цього випадку можна ввести величину g_s , яка аналогічна електричному заряду, однак є значно більшою, як видно з визначення “сильна взаємодія”. Однак поняття g_s має лише граничне значення. По-перше, сильна взаємодія не підлягає закону зворотної пропорційності до квадрата відстані типу формул (1.1), (1.3). Вона швидко зменшується до нуля за межами ефективної області радіусом близько 10^{-15} м. По-друге, як бачимо, протони і нейтрони (див. рис. 1.1, табл. 1.1) складаються з дрібніших частинок, тому всередині них теж виявляється дуже сильна взаємодія. Взаємодії між протонами і нейтронами – це відбиття взаємодії всередині самих нуклонів. А оскільки ми ще далекі від розуміння внутрішньої будови протонів і нейтронів, то поняття g_s використовуватимемо тут як мірило ефективності сильної взаємодії.

Слабка взаємодія відповідає за низку ядерних процесів, серед яких один із найвідоміших – перетворення нейтронів у протони (β -розпад). Слабка взаємодія сильніше виявляється у перетворенні частинок, ніж у їхньому русі. Тому ефективність слабкої взаємодії можна охарактеризувати універсальною сталою зв'язку g_w , що визначає швидкість, з якою пов'язані такі процеси, як розпад нейтрона.

1.1.2. Поняття про фізичні та геофізичні поля та їхні характеристики

Фізичне поле – це простір, який можна охарактеризувати деякими значеннями сталого або змінного з часом параметра в кожній його точці. Такі параметри і відповідні їм поля можуть бути скалярними та векторними. Фізичне поле буває *однорідним* (якщо значення та напрям фізичної величини в усіх точках простору однакові) або *неоднорідним* (коли характеристики певного параметра від точки до точки в межах простору є змінними).

Фізика літосфери є саме тією наукою, основне завдання якої – вивчення й аналіз фізичних полів Землі. Вона охоплює такі підрозділи, які зосереджені на вивченні конкретних фізичних полів:

- 1) сейсмологія – наука, що вивчає закономірності проходження сейсмічних хвиль усередині Землі, її сейсмічність та причини виникнення землетрусів;
- 2) геоелектрика – вивчення електричної моделі Землі і закономірностей поширення електромагнітних полів усередині;
- 3) геомагнетизм – вивчає магнітне поле Землі, його зміни в часі, причини виникнення полярних сьайв та ін.;
- 4) геотермія – вивчає температурний режим усередині Землі та її температурні аномалії;
- 5) гравіметрія – вивчає гравітаційне поле, фігуру Землі й розподіл густини в надрах Землі.

Характеристиками будь-якого фізичного поля Землі є напруженість та потенціал.

Напруженість та потенціал фізичних полів. Основною характеристикою фізичних полів є сила, з якою ці поля діють на одиничне джерело (електричний заряд, масу, енергію), її називають *напруженістю поля* E . Напруженість E є векторною величиною, яка спрямована в напрямі дії сили напруження. Якщо сила орієнтована по радіусу від джерела, то напруженість вважають додатною, а якщо до джерела – від'ємною.

Напруженість фізичних полів можна оцінити через *потенціал* – енергетичну характеристику поля, що чисельно дорівнює роботі, яку необхідно виконати, щоб перемістити одиничний об'єкт взаємодії з заданої точки простору в нескінченність за умови, що напруженість у нескінченності дорівнює нулю. Ця робота надає джерелу деякий енергетичний потенціал U . Між E і U є такий взаємозв'язок: $E = -\text{grad } U$: градієнт напрямлений у бік збільшення потенціалу, а напруженість – у бік його зменшення.

Диференціальну залежність між напруженістю та потенціалом для гравітаційного поля визначає формула:

$$g(r) = -\nabla\varphi \quad (1.6)$$

Інтегральну залежність між потенціалом та напруженістю гравітаційного поля можна записати у вигляді формули:

$$\varphi(r) = -\int_r^{\infty} g(r)dr. \quad (1.7)$$

Геофізичні поля. Фізичне поле, особливості якого визначені геологічною будовою земної кори, можна назвати *геофізичним полем*. Геофізичні поля визначають, наприклад, характер та напрям міграції електричних заряджених частинок, процеси розчинення,

окиснення, осування гірських порід та ін. Вони зумовлюють рух повітряних мас і природних вод, визначають диференціацію речовини за густиною.

Між будовою земної кори і геофізичним полем є певна відповідність – конкретній геологічній будові відповідає конкретне геофізичне поле. Тому від наявності та впливу певних фізичних полів та певної геологічної будови виділяють геофізичні методи вивчення Землі: гравірозвідку, магніторозвідку, електророзвідку, сейсморозвідку, радіометрію, геотермічні методи, основою яких є вивчення геофізичних полів, їхнього впливу на зміни фізико-хімічних властивостей у Землі тощо.

Геофізичні поля дають змогу вивчати внутрішню будову і фізико-хімічні властивості Землі, проводити розвідкування корисних копалин та виявляти взаємодію геосфер між собою. З усіх геофізичних полів найважливішими для геологічних процесів є гравітаційне, електромагнітне, теплові поля, поля пружних сейсмічних коливань, тобто ті фізичні поля, що визначають обмін енергією та речовиною геосфер у планетарному масштабі.

Нижче наведено приклади деяких задач.



1. Обчислити напруженість гравітаційного поля Землі на поверхні Місяця

Вихідні дані: M_{\oplus} – маса Землі; R_{ζ} – радіус Місяця; R_{\oplus}^{ζ} – відстань від Землі до Місяця.	Знайти: $g_{\oplus}^{\zeta} - ?$
--	--

Розв'язок: $g_{\oplus}^{\zeta} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\zeta} - R_{\zeta})^2}$; $g_{\oplus}^{\zeta} = G \frac{M_{\oplus}}{R_{\oplus}^{\zeta 2} \left(1 - \frac{R_{\zeta}}{R_{\oplus}^{\zeta}}\right)^2}$;

$g_{\oplus}^{\zeta} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\zeta})^2} \left(1 - \frac{R_{\zeta}}{R_{\oplus}^{\zeta}}\right)^{-2}$, якщо $R_{\oplus} / R_{\oplus}^{\zeta} \ll 1$,

то використовуємо формулу Маклорена $(1+x)^{\alpha} = 1 + \alpha x$.

Тоді, $g_{\oplus}^{\zeta} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\zeta})^2} \left(1 + \frac{2R_{\zeta}}{R_{\oplus}^{\zeta}}\right) = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\zeta})^2} + 2G \frac{M_{\oplus} R_{\zeta}}{(R_{\oplus}^{\zeta})^3}$.

Отже, напруженість гравітаційного поля Землі на поверхні Місяця можна записати: $g_{\oplus}^{\zeta} = (g_{\oplus}^{\zeta})_0 + \Delta g_{\zeta}$.



2. Порахувати потенціал гравітаційного поля Землі на поверхні Місяця

Вихідні дані: M_{\oplus} – маса Землі; R_{\oplus}^{ζ} – відстань від Землі до Місяця.	Знайти: $\varphi_{\oplus}^{\zeta} - ?$
---	--

Розв'язок:

$$\varphi_{\oplus}^{(\infty)} = - \int_{R_{\oplus}^{(\infty)}}^{\infty} g_3 dr = - \int_{R_{\oplus}^{(\infty)}}^{\infty} G \frac{M_{\oplus}}{r^2} dr;$$

$$\varphi_{\oplus}^{(\infty)} = -GM_{\oplus} \int_{R_{\oplus}^{(\infty)}}^{\infty} \frac{dr}{r^2} = -GM_{\oplus} \int_{R_{\oplus}^{(\infty)}}^{\infty} r^{-2} dr = GM_{\oplus} \Big|_{R_{\oplus}^{(\infty)}}^{\infty}.$$

Отже, потенціал гравітаційного поля Землі на поверхні Місяця визначаємо за формулою:

$$\varphi_{\oplus}^{(\infty)} = GM_{\oplus} \left(\frac{1}{\infty} - \frac{1}{R_{\oplus}^{(\infty)}} \right) = -G \frac{M_{\oplus}}{R_{\oplus}^{(\infty)}}.$$



Завдання для самостійної роботи та самоконтролю

1. Які космічні тіла найбільше впливають на земні процеси всередині та на поверхні Землі через їхнє гравітаційне поле?
2. Що таке гравітаційні аномалії?
3. У яких одиницях вимірюють напруженість магнітного поля? Яке її середнє значення на поверхні Землі? Які значення напруженості магнітного поля на магнітних полюсах, а які – на екваторі? (Коротка відповідь: ерстед і тесла – одиниці напруженості магнітного поля в системі СГС та СІ, відповідно. Середня напруженість поля на поверхні Землі – близько 0,5 ерстед (50 мкТл) і значно залежить від географічного положення. Напруженість магнітного поля на магнітному екваторі – 0,34 ерстед, на магнітних полюсах – 0,66 ерстед).
4. Що таке сонячний вітер і який його вплив на Землю?
5. Яка роль магнітосфери на Землі?
6. Пошукати інформацію про магнітні поля інших планет Сонячної системи. Дати їм характеристику: у яких є магнітне поле, а в яких нема? (Коротка відповідь: нема на Венері).
7. Який супутник має власне магнітне поле. (Відповідь: Ганімед, супутник Юпітера).
8. Які мінерали мають магнітні властивості? Як їх можна використовувати в геології завдяки цим властивостям?
9. Де в природі помітні магнітні взаємодії і як їх можна використовувати під час геологічних досліджень?
10. Які природні магнетики ви знаєте? Яку роль вони відіграють у геології?
11. Чому відчуваємо магнітні бурі?
12. Які заряди рухаються по силових лініях магнітного поля на північ, а які – на південь?

13. Як, на вашу думку, інверсія магнітного поля може впливати на еволюцію всього живого?
14. Що таке палеомагнетизм?
15. Що таке полярне саяво? Причини його виникнення, де його можна спостерігати на Землі, чому?
16. Що таке електричний заряд? Записати і пояснити силу, з якою притягуються електрони, протони у ядрах.
17. Порівняти силу взаємодії (гравітаційну й електричну) для двох електронів (двох протонів), що перебувають на відстані r один від одного.
18. Визначити силу ядерних взаємодій (ядерних сил) у ядрі гелію He, що не дають змоги розлетітися двом протонам усередині.
19. Як утворюються хімічні елементи у Всесвіті та на Землі?
20. Яка порода утворюється під час удару блискавки? (Відповідь: фульгурит – спечена від удару блискавки дрібнозерниста гірська порода (наприклад, пісок) або слід від такого удару на будь-якій суцільній породі. У разі влучання потужного розряду блискавки в поверхню земної кори зі спеченого SiO_2 формуються порожні розгалужені трубки з гладкою або вкритою дрібними пухирцями внутрішньою поверхнею. Утворення скляної трубочки пов'язане з тим, що між піщинками завжди є повітря, насичене вологою. Електричний струм блискавки силою $1\ 000\ \text{A}$ за частки секунди нагріває вологе повітря до температури близько $3\ 000\ ^\circ\text{C}$, що призводить до вибухоподібного підвищення тиску розпеченого повітря між піщинками і розширення каналу, яким тече струм. Нагріте іонізоване повітря утворює циліндричну порожнину всередині розплавленого піску. Подальше швидке охолодження зафіксує характерну форму фульгуриту – скляну трубочку в піску).
21. Чому взимку блискавку спостерігаємо лише між хмарами, а влітку – між хмарами та землею?
22. Дати визначення “напруженості” будь-якого поля.
23. Дати визначення “потенціалу” будь-якого поля.
24. Обчислити напруженість гравітаційного поля Землі на екваторі, на полюсі, у Маріанській западині та на г. Еверест.
25. Визначити, де прискорення вільного падіння є більшим – на полюсі чи на екваторі? Чому?

1.2. Енергетичні перетворення в геологічному середовищі, що визначають перебіг геологічних процесів

В основі будь-яких геологічних процесів є передусім перетворення енергії різного походження (*енергії вітру, енергії Сонця, енергії гравітаційного поля, енергії радіоактивного розпаду тощо*) у різні види геологічної діяльності (*діяльність вітру, Сонця, поверхневих або підземних вод, вулканів, землетрусів та ін.*) чи проходження геологічних процесів (*осадонагромадження, діагенезу, метаморфізму, діапїризму та ін.*) під впливом домінуючих сил або чинників – роботи сторонніх сил над геологічним середовищем, сили тяжіння / гравітаційної сили, сили тертя, сили Коріоліса, приливних взаємодій, сили Стокса, температури (лінійне та об'ємне розширення), перетворення енергії (закон збереження механічної енергії, робота тощо), зміни тиску, напружень, деформацій та ін. (рис. 1.3).



Рис. 1.3. Основні джерела енергії, що беруть участь у виникненні та дії основних геологічних процесів на земній поверхні й у надрах Землі

Детальніше різні види геологічних процесів та їхню діяльність, фізичну природу, чинники й переважні сили описано у параграфі “*Геологічні процеси, спричинені фізичними взаємодіями з речовиною у середовищах Землі*”. Нижче наведено деякі короткі відомості про сили та чинники, що приводять до виникнення основних геологічних процесів і явищ. Запропоновано різноманітні досить прості задачі, що демонструють роль фізичних сил та явищ у виникненні та проходженні геологічних процесів, розуміння перетворень різноманітних видів енергії, роботи (*кінетична → у потенціальну, кінетична → у механічну, кінетична → у теплову, енергія → у механічну роботу та ін.*). Будь-який геологічний процес відбувається з поглинанням, виділенням енергії або її перетворенням. Це, наприклад, енергія гравітаційного поля, тепла енергія геохімічних реакцій, енергія радіоактивного розпаду, енергія пружних коливань, сейсмічних процесів, енергія напружень і деформацій (виділення енергії під час розвантаження деформацій) та ін.

1. Робота сторонніх сил над геологічним середовищем. У будь-якому геологічному процесі важливу роль відіграють такі фізичні величини, як *тиск* і *температура*. Зміна роботи приводить до зміни об'єму або деформації геологічних тіл під дією тиску, який разом з температурою визначає умови проходження геологічних процесів (рис. 1.4).

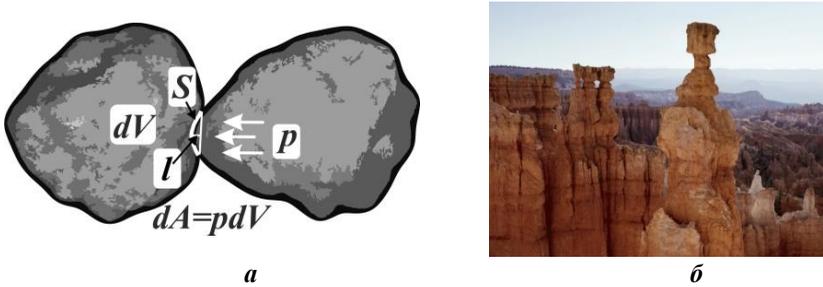


Рис. 1.4. Геологічні тіла, що відображають вплив сторонніх сил: схематично показано роботу твердішого геологічного тіла над іншим тілом (а) та наслідок роботи сторонніх сил над геологічним середовищем (б) – сторонньою силою є діяльність вітру, що спрямована на утворення еолових форм рельєфу (Національний парк “Каньйон Брайс”, штат Юта, США)

Наведені нижче формули та рис. 1.4 відображають взаємозв'язок між двома різними геологічними тілами в певних середовищах, або геологічним тілом і середовищем:

$$dA = (\vec{F} \cdot d\vec{l}) = \frac{\vec{F}}{S} d\vec{l}S \quad (1.8)$$

$$dA = pdV, \quad (1.9)$$

де dA – зміна роботи, яку виконує активне тіло, F – прикладена сила цього тіла; dl – зміна відстані; dV – зміна об'єму тіла, що зазнає деформації.

2. Сила тяжіння / гравітаційна сила. Сили тяжіння $F_{\text{тяж}}$ і гравітаційну $F_{\text{гп}}$, з якою тіло, що перебуває на поверхні планети або на висоті h , притягується до Землі під дією гравітаційного поля, можна описати двома такими рівняннями, відповідно:

$$\vec{F}_{\text{тяж}} = m\vec{g} \quad (1.10)$$

$$\vec{F}_{\text{гп}} = m \left(G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus} + h)^2} \right) \quad (1.11)$$

де G – гравітаційна стала, M_{\oplus} – маса Землі, R_{\oplus} – радіус Землі, m – маса тіла, h – висота, на якій перебуває тіло, g – прискорення вільного падіння.

На одиницю точкової маси на Землі одночасно діють три сили, геометрична сума яких або рівнодійна і носить назву сили тяжіння $F_{тяж}$:

$$F_{тяж} = F_{зр} + F_{відц} + F' \quad (1.12)$$

де $F_{зр}$ – сила притягання між точкою та всією масою Землі; $F_{відц}$ – відцентрова сила, що виникає внаслідок добового обертання Землі навколо своєї осі; F' – сила притягання небесних тіл.

Силу притягання небесних тіл F' визначають з формули:

$$F' = G \frac{M_{\oplus} M_{неб.тіл}}{R^2} \quad (1.13)$$

Її числове значення та напрям безперервно змінюються (внаслідок зміни взаємного положення Землі та інших небесних тіл), що призводить до припливних змін сили тяжіння $F_{тяж}$.

Гравітаційну силу $F_{зр}$ визначають за розподілом мас у Землі та її формою. Якщо в першому наближенні прийняти Землю за кулю, що складається з концентричних шарів сталої густини, то сила $F_{зр}$ буде напрямлена до центра Землі, її визначатиме формула:

$$F_{гр} = G \frac{M_{\oplus} m_i}{R^2}, \quad (1.14)$$

де M_{\oplus} і m – відповідно, маса Землі та i -ого тіла, R – відстань, на якій перебуває тіло від центра Землі.

Відцентрова сила $F_{відц}$ напрямлена по радіусу малого круга, по якому обертається Земля:

$$F_{відц} = m\omega^2 R, \quad (1.15)$$

де ω – кутова швидкість обертання Землі ($\omega = 2\pi/T$), R – відстань від осі обертання до i -вої точки, що має масу m .

Максимуму відцентрова сила $F_{відц}$ досягає на екваторі, де вона протилежна до сили тяжіння $F_{тяж}$. Відцентрова сила прагне зменшити силу притягання.

Якщо прийняти масу точки, що притягується, за одиницю, то сила тяжіння чисельно дорівнюватиме прискоренню вільного падіння g . У ході вивчення поля сили тяжіння використовують таке поняття, як потенціальна енергія $E_{п}^{\oplus}$ у полі цієї сили, яку виражає формула:

$$E_{п}^{\oplus} = -G \frac{M_{\oplus} m}{R_{\oplus}} \quad (1.16)$$

Знак “мінус” означає, що робота, яку виконує сила тяжіння, відбувається із затратою потенціальної енергії.

Гравітаційна або сила тяжіння (у багатьох розрахунках ці дві сили прирівнюють між собою, нехтуючи впливом обертання Землі) є ключовою у разі багатьох геологічних процесів, наприклад, під час утворення осадових порід, сприяє їхньому перенесенню (по схилу тощо), обкатуванню, нагромадженню, ущільненню (процеси літифікації, діагенезу тощо). Крім того, під дією цієї сили відбуваються зсувні процеси на схилах (осування / зсуви, сходження лавин та ін.). Наслідок дії цієї сили відчувається в будь-якому геологічному процесі, проте ступінь її впливу в таких процесах є різним – у одних визначальним, а в інших другорядним. Сила тяжіння спричиняє, наприклад, виникнення циклів Боума (пісковик → вище залягає алевроліт → ще вище – аргіліт) з турбідитів, що утворювалися в геологічні епохи на дні давніх океанів під час потрапляння певної порції матеріалу у воду. Виникнення циклів Боума у флішових відкладах, з яких складені Українські Карпати, пояснюють різну швидкість осадження матеріалу залежно від розміру частинок, тобто більші уламки через їхню порівняно більшу масу швидше притягуються до Землі та осідають. Швидкість перенесення уламків осадового матеріалу у завислому стані в водних потоках залежить від сили Стокса, що зрівноважується з силою тяжіння (детальніше див. у підрозділі 1.3). Це один дуже простий, однак наочний приклад впливу сили тяжіння під час осадоагромадження – утворення градаційної шаруватості, коли найперше осідає найважча фракція (пісок), а пізніше – дрібніші уламки, що формуватимуть надалі алевроліти й аргіліти.

3. Сила тертя. Сила тертя – це сила, що чинить опір відносному переміщенню одного тіла по поверхні іншого під дією зовнішньої сили. Вона напрямлена тангенціально до спільної межі між цими тілами. Формула, за якою визначають силу тертя, така:

$$\vec{F}_T = \mu \vec{N} \quad (1.17)$$

де μ – коефіцієнт тертя; N – сила нормальної реакції опори, яка виникає завжди, коли тіло перебуває на будь-якій поверхні, і напрямлена протилежно до сили, що діє на цю поверхню.

Якщо тіло розміщене на похилій площині, то сила тертя визначена формулою:

$$F_T = \mu P \cos \alpha \quad \text{або} \quad F_T = \mu mg \cos \alpha, \quad (1.18)$$

оскільки P – сила ваги, що дорівнює mg .

Ковзання по похилій площині визначається за формулою:

$$a = g (\sin \alpha \pm \mu \cos \alpha) \quad (1.19)$$

Якщо рух тіла відбувається вгору, то ставлять знак “+”, а якщо вниз, то “-”. Якщо $mg \sin \alpha = mg \cos \alpha$, то тіло перебуває в стані спокою.

Завдяки розумінню цієї сили можна пояснити геологічні процеси, що відбуваються на схилах гори (зсуви, лавини тощо).

4. Сила Коріоліса. Сила Коріоліса виявляється під час руху в напрямі під кутом до осі обертання:

$$\vec{F}_{\text{кор.}} = -2m [\vec{v} \times \vec{\omega}] \quad (1.20)$$

де $\vec{\omega}$ – кутова швидкість обертання неінерціальної системи відліку (планети Земля); \vec{v} – швидкість руху матеріальної точки в цій системі відліку; квадратні дужки – векторний добуток). Знак мінус означає, що ця сила напрямлена від центра.

На екваторі сила Коріоліса дорівнює нулю, а найбільшого значення набуває на полюсах (рис. 1.5). Напрямок сили Коріоліса визначають за правилом лівої руки: якщо вектор кутової швидкості $\vec{\omega}$ спрямований у долоню лівої руки, а чотири випрямлені пальці – за напрямом швидкості руху тіла \vec{v} , то відігнутий під прямим (90°) кутом великий палець вказує на напрям дії сили Коріоліса (рис. 1.6).

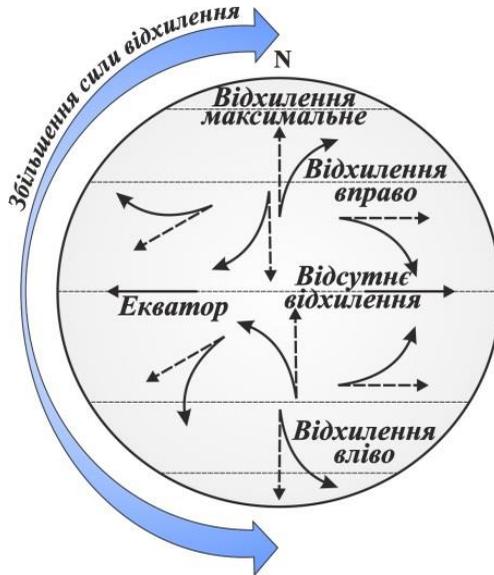


Рис. 1.5. Напрямок у різних точках земної кулі та зміна інтенсивності сили Коріоліса від екватора до полюсів

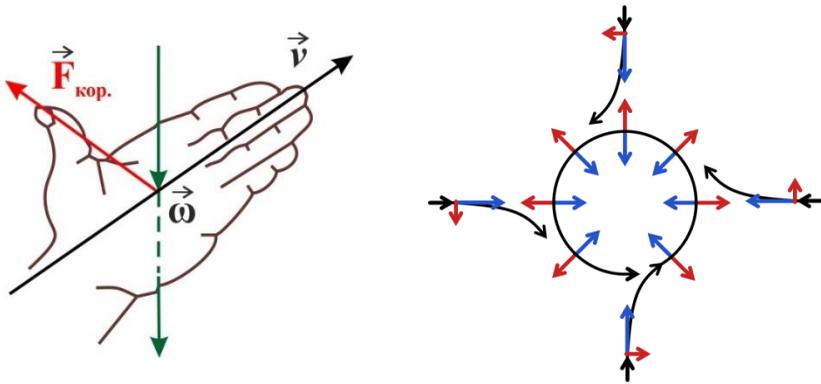


Рис. 1.6. Визначення напрямку сили Коріоліса за правилом лівої руки

Сила Коріоліса є причиною виникнення пасатів (вітрів, що віють від тропіків до екватора, рис. 1.7), циклонів та антициклонів (рис. 1.8), підмивання берегів річок меридіонального напрямку (у Північній півкулі підмиті більше і є крутішими праві береги, а в Південній – ліві) (див. рис. 1.7).

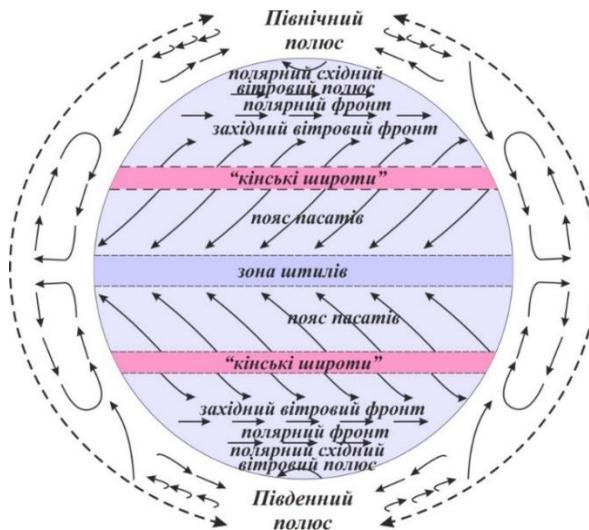


Рис. 1.7. Відхилення вітрів пасатів під дією сили Коріоліса: у Північній та Південній півкулях вони відхиляються на захід

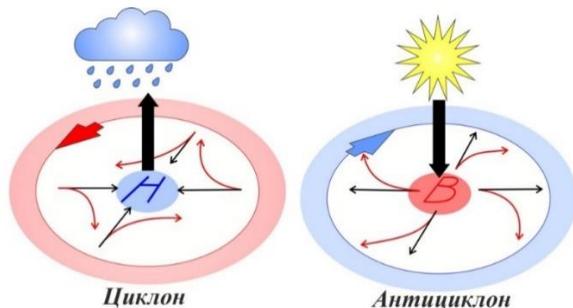


Рис. 1.8. Відхилення руху повітряних мас в областях низького та високого тиску під дією сили Коріоліса: у циклонах – проти руху годинникової стрілки, у антициклонах – за рухом (для Північної півкулі)

Довідкова інформація. **Циклон** – висхідний атмосферний вихор з низьким тиском у центрі і циркуляцією повітря проти годинникової стрілки в Північній півкулі і за годинниковою стрілкою – у Південній. У циклоні взаємодіють дві повітряні маси – тепла і холодна, між якими утворюється атмосферний фронт. У циклоні переважає хмарна з опадами погода. **Антициклон** – низхідний атмосферний вихор з високим тиском і циркуляцією повітря за годинниковою стрілкою в Північній півкулі і проти годинникової стрілки – в Південній. В антициклоні повітря розтікається біля поверхні Землі й переважає одна повітряна маса з малохмарною без опадів погодою.

Ріки, що течуть у напрямі меридіана, у Північній півкулі зміщують русло праворуч, тобто підмивають правий берег, а в Південній – ліворуч, тобто підмивають лівий берег. Таке явище пов'язане з обертанням Землі навколо своєї осі. Будь-яке тіло, що рухається в обертальній системі, зазнає впливу сили Коріоліса. Оскільки сила Коріоліса збільшується від екватора до полюсів (див. рис. 1.5), то таке явище краще виявлене в середніх та високих широтах. Підмивання берегів річок прямо пропорційне до маси води, що переміщується, а тому воно найбільше виражене в таких ріках, як Ніл, Волга, Дніпро, Дон, Дунай, Дністер та інших, які на багатьох ділянках русла мають високий правий та низький лівий берег. Ріки меридіонального напрямку в Північній півкулі часто підмивають правий крутий берег (річкова абразія) та спричиняють осування його берегів. У долинах менших рік цей ефект виражений слабше.

Фізичний зміст сили Коріоліса. Швидкість обертання різних точок земної поверхні змінюється від максимального значення біля екватора до нуля біля полюсів. Якщо звернути увагу на ріки Північної півкулі, що течуть на південь, то зазначимо, що кожна частинка води в ріці, переходячи з широти із меншою швидкістю у широту з

більшою швидкістю, деякий час утримуватиме по інерції попередню швидкість і відставатиме від руху відповідних точок поверхні Землі в цій широті. Підсумком сукупної діяльності цього відставання і меридіонального руху внаслідок впадання ріки буде діагональна (за законом паралелограма) та рівнодійна сила, що підмиватиме правий західний берег. Отже, для рік, що течуть на північ, кожна частина води, переходячи з широт із більшою швидкістю в широті з меншою швидкістю, випереджатиме рух відповідної точки земної поверхні, унаслідок чого виникне рівнодійна, що підмиватиме також правий, однак у цьому випадку східний берег ріки. Сила Коріоліса впливає не тільки на ріки, а й на морські припливи та течії. Наприклад, головна гілка течії Гольфстрім, напрямлена після виходу з Мексиканської затоки на північ, відхиляється праворуч і омиває західні береги Європи.

5. Теплове (лінійне й об'ємне розширення).

З попередніх курсів фізики відомо, що більшість твердих тіл розширюється з підвищенням температури та стискається в разі охолодження. Під час нагрівання тіл збільшується швидкість теплового (коливального) руху молекул. Амплітуда коливань збільшується, що призводить, відповідно, до збільшення середньої відстані між частинками, а збільшення відстані між частинками зумовлює збільшення лінійних розмірів тіла і його об'єму.

Якщо відбувається зміна лише одного параметра – довжини, то буде лінійне розширення тіл α , яке характерне для твердих тіл, оскільки рідини не зберігають форми в разі нагрівання. У випадку нагрівання тіла, що має початкову довжину l_0 , його відносне видовження пропорційне до зміни температури ΔT :

$$\Delta l = \alpha \Delta T l_0 \quad (1.21)$$

Звідси довжину тіла l внаслідок лінійного розширення опишуватиме формула:

$$l = l_0 (1 + \alpha \Delta T). \quad (1.22)$$

Об'ємне розширення тіл, властиве і твердим, і рідким тілам, має коефіцієнт об'ємного розширення β . Цей коефіцієнт характеризує відносне збільшення об'єму, що відбувається під час нагрівання тіла на один градус:

$$\beta = \frac{1}{\Delta T} \frac{\Delta V}{V_0} \quad (1.23)$$

Тоді, відносна зміна об'єму виражатиметься формулою:

$$\Delta V = \beta \Delta T V_0, \quad (1.24)$$

а об'єм тіла після нагрівання становитиме:

$$V = V_0 (1 + \beta \Delta T). \quad (1.25)$$

Так поводиться більшість геологічних тіл. Трохи по-іншому поводиться вода. У разі нагрівання води від 0 до 4 °C її об'єм не збільшується, а зменшується, а за 4 °C вода має найбільшу густину. Однак під час замерзання об'єм води збільшується, а густина зменшується, що пояснює плавання криги на воді.

Співвідношення між коефіцієнтом об'ємного та лінійного розширення виражають формулою для однорідних ізотропних середовищ: $\beta \approx 3\alpha$. Властивість води, лінійне й об'ємне розширення речовин є одними з ключових чинників, що зумовлюють проходження таких геологічних процесів, як температурне (морозне) звітрювання, виникнення різноманітних тріщин тощо.

Нижче наведено приклад задачі.



3. Нехай перший магістральний газопровід Дашава–Київ, що прокладений по поверхні Землі, має довжину 512 км за температури 0 °C. На скільки зміниться довжина сталевих труб у разі зміни температури від -15 до +15 °C?

Вихідні дані: $L_0 = 512 \text{ км} = 5,12 \cdot 10^5 \text{ м}$; $T_1 = -5 \text{ °C}$;
 $T_2 = +15 \text{ °C}$; $\alpha = 1,2 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$.

Знайти:
 $\Delta L = ?$

Розв'язок: зміну довжини газопроводу знаходимо зі співвідношення: $\Delta L = L_2 - L_1$.

Відомо, що довжина тіла залежить від температури:

$L_1 = L_0 (1 + \alpha \Delta T_1)$ та $L_2 = L_0 (1 + \alpha \Delta T_2)$, де

$\Delta T_1 = T_1 - 0 \text{ °}$ та $\Delta T_2 = T_2 - 0 \text{ °}$.

Отже,

$\Delta L = L_0 (1 + \alpha T_2) - L_0 (1 + \alpha T_1)$;

$\Delta L = L_0 \alpha (T_2 - T_1)$

Виконаємо розрахунки:

$\Delta L = 5,12 \cdot 10^5 \cdot 1,2 \cdot 10^{-5} \cdot 30 = 184 \text{ м}$

6. Приливні сили та їхня геофізична роль. Приливні сили подібні силам земного тяжіння і протилежні їм за напрямком. Вони виникають у системі Земля-Місяць, Земля-Сонце та у інших системах зв'язку Землі з іншими планетами Сонячної системи. Ці сили набагато менші від величини g . Однак їхня геофізична роль велика: вони викликають появу припливів у атмосфері, гідросфері і як результат – зміну значення g .

Нижче наведено приклади деяких задач.



4. Обчислити, з якою силою діє Місяць на поверхню Землі і на нас у випадку, якщо ми перебуваємо навпроти Місяця; на протилежній стороні світу?

Вихідні дані: m – маса тіла; M_{ζ} – маса Місяця;
 R_{\oplus} – радіус Землі; $R_{\oplus\zeta}^{(l)}$ – відстань від Землі до Місяця

Знайти:
 $F_{1,2} - ?$

Розв'язок (рис. 1.9):

$$g_1^{(l)} = G \frac{M_{\zeta}}{(R_{\oplus}^{(l)} - R_{\oplus})^2}; \quad F_1^{(l)} = mg_1^{(l)} = G \frac{mM_{\zeta}}{(R_{\oplus}^{(l)} - R_{\oplus})^2}.$$

$$g_2^{(l)} = G \frac{M_{\zeta}}{(R_{\oplus}^{(l)} + R_{\oplus})^2}; \quad F_2^{(l)} = mg_2^{(l)} = G \frac{mM_{\zeta}}{(R_{\oplus}^{(l)} + R_{\oplus})^2}.$$

$$F_{1,2}^{(l)} = G \frac{mM_{\zeta}}{(R_{\oplus}^{(l)} \mp R_{\oplus})^2} = G \frac{mM_{\zeta}}{R_{\oplus}^{(l)2} \left(1 \mp \frac{R_{\oplus}}{R_{\oplus}^{(l)}}\right)^2}; \quad F_{1,2}^{(l)} = G \frac{mM_{\zeta}}{(R_{\oplus}^{(l)})^2} \left(1 \mp \frac{R_{\oplus}}{R_{\oplus}^{(l)}}\right)^{-2}.$$

Якщо $R_{\oplus} / R_{\oplus}^{(l)} \ll 1$, то використаємо формулу Маклорена:
 $(1+x)^a = 1+ax$.

$$F_{1,2}^{(l)} = G \frac{mM_{\zeta}}{(R_{\oplus}^{(l)})^2} \left(1 \pm \frac{2R_{\oplus}}{R_{\oplus}^{(l)}}\right) = G \frac{mM_{\zeta}}{(R_{\oplus}^{(l)})^2} \pm 2G \frac{mM_{\zeta} R_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{(l)})^3};$$

Отже, $F_{1,2}^{(l)} = m((g_{\oplus}^{(l)})_0 \pm \Delta g_{\oplus}^{(l)})$.

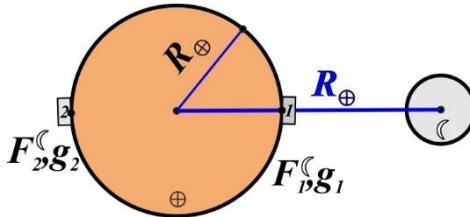


Рис. 1.9. Схематичне зображення до задачі 4 для визначення приливної сили Місяця на поверхні Землі



5. Визначити приливну взаємодію Землі на поверхні Місяця

Вихідні дані: R_{ζ} – радіус Місяця; M_{\oplus} – маса Землі;
 $R_{\oplus\zeta}^{(l)}$ – відстань від Землі до Місяця.

Знайти:
 $\Delta g_{\oplus}^{(l)} - ?$

Розв'язок:

$$g_{\oplus}^{(l)} = (g_{\oplus}^{(l)})_0 + \Delta g_{\oplus}; \quad g_{\oplus}^{(l)} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{(l)} - R_{\zeta})^2} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{(l)})^2 \left(1 - \frac{R_{\zeta}}{R_{\oplus}^{(l)}}\right)^2};$$

$g_{\oplus}^{\ell} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})^2} \left(1 - \frac{R_{\ell}}{R_{\oplus}^{\ell}}\right)^{-2}$, якщо $R_{\ell} / R_{\oplus}^{\ell} \ll 1$, то використаємо формулу Маклорена $(1+x)^{\alpha} = 1+\alpha x$.

$$g_{\oplus}^{\ell} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})^2} \left(1 + \frac{2R_{\ell}}{R_{\oplus}^{\ell}}\right); g_{\oplus}^{\ell} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})^2} + G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})^2} \cdot \frac{2R_{\ell}}{(R_{\oplus}^{\ell})}.$$

$$\text{Отже, } \Delta g_{\oplus}^{\ell} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})^2} \cdot \frac{2R_{\ell}}{(R_{\oplus}^{\ell})} = (g_{\oplus}^{\ell})_0 \cdot \frac{2R_{\ell}}{(R_{\oplus}^{\ell})}.$$



6. Порівняти приливу взаємодію Місяця на поверхні Землі і приливу взаємодію Землі на поверхні Місяця

Вихідні дані: R_{\oplus} – радіус Землі; R_{ℓ} – радіус Місяця; R_{\oplus}^{ℓ} – відстань від Землі до Місяця.

Знайти: $\frac{\Delta g_{\oplus}^{\ell}}{\Delta g_{\ell}^{\oplus}}$?

$$\text{Розв'язок: } \Delta g_{\oplus}^{\ell} = (g_{\oplus}^{\ell})_0 \cdot \frac{2R_{\ell}}{(R_{\oplus}^{\ell})} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})^2} \cdot \frac{2R_{\ell}}{(R_{\oplus}^{\ell})};$$

$$\Delta g_{\ell}^{\oplus} = (g_{\ell}^{\oplus})_0 \cdot \frac{2R_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})} = G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})^2} \cdot \frac{2R_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})};$$

$$\frac{\Delta g_{\oplus}^{\ell}}{\Delta g_{\ell}^{\oplus}} = \frac{G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})^2} \cdot \frac{2R_{\ell}}{(R_{\oplus}^{\ell})} \cdot (R_{\oplus}^{\ell})}{G \frac{M_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})^2} \cdot \frac{2R_{\oplus}}{(R_{\oplus}^{\ell})}} = \frac{M_{\oplus}}{M_{\ell}} \cdot \frac{R_{\ell}}{R_{\oplus}};$$

$$\frac{\Delta g_{\oplus}^{\ell}}{\Delta g_{\ell}^{\oplus}} = \frac{\frac{4}{3}\pi(R_{\oplus})^3 \rho_{\oplus}}{\frac{4}{3}\pi(R_{\ell})^3 \rho_{\ell}} \cdot \frac{R_{\oplus}}{R_{\oplus}} = \frac{(R_{\oplus})^2}{(R_{\ell})^2} \cdot \frac{\rho_{\oplus}}{\rho_{\ell}}.$$

$$\text{Отже, } \Delta g_{\oplus}^{\ell} > \Delta g_{\ell}^{\oplus}$$



Завдання для самоконтролю та самостійної роботи

1. Описати, як виявляється робота сторонніх тіл над будь-яким геологічним середовищем. Записати і вивести формулу.
2. З курсу “Загальна геологія” пригадати або знайти в літературі, які геологічні процеси виникають або можуть бути пов’язані з дією сили тяжіння.
3. Описати важливість сили тяжіння / гравітаційної сили для утворення різних типів гірських порід. У разі утворення яких порід та під час яких геологічних процесів вона відіграє ключову роль? Якими геологічними термінами ці процеси можна назвати?
4. Що таке цикли Боума, градаційна шаруватість? Під дією яких домінуючих сил вони утворюються, чому?
5. У яких геологічних процесах ключовою може бути сила тертя? Перелічити такі процеси. Спробувати зачислити їх до

- геологічних процесів вищого рангу та визначити другорядні сили, що сприяють перебігу таких процесів.
6. Розглянути блок породи висотою 1 м і горизонтальними розмірами 2 м. Густина породи – 2750 кг/м^3 . Яка сила необхідна для того, щоб штовхати цей блок по горизонтальній поверхні, якщо коефіцієнт тертя – 0,8? (Відповідь: $8,6 \cdot 10^4 \text{ Н}$).
 7. Чому лід тане коли терти два шматки один об один (фізичне пояснення)?
 8. Чому бруківка через деякий час стає слизькою?
 9. У який спосіб давні єгиптяни шліфували брили каміння, не маючи заліза?
 10. Написати формулу, що відображає силу Коріоліса з усіма розшифруваннями. За яким правилом визначають напрям сили Коріоліса? Що є причиною виникнення сили Коріоліса на Землі?
 11. Намалювати схематично напрям сили Коріоліса у Північній та Південній півкулях на прикладі річок, що течуть у різних (широтних, меридіональних) напрямках.
 12. Яка сила спричиняє підмивання одного з берегів річок? Який з берегів зазнає підмивання ріками Північної та Південної півкуль, що течуть у меридіональному напрямі? Схематично зобразити.
 13. Куди відхиляються пасати в межах екватора у Північній та Південній півкулях? Чому?
 14. Що таке лінійне та об'ємне розширення? Як пояснити розширення тіл під час нагрівання?
 15. У яких геологічних процесах може відбуватися таке фізичне явище, як лінійне або об'ємне розширення? Яка його геологічна суть та роль у цьому процесі?
 16. Чому під час будівництва залізниці між рейками залишали проміжок? Що це за фізичне явище? Яким має бути цей проміжок (написати формулу)?
 17. Будівництво залізничного полотна відбувається за температури $-5 \text{ }^\circ\text{C}$. Який проміжок треба залишити між рейками, якщо довжина рейки – 25 м, а максимальна температура, до якої вона може нагрітися, становить $+45 \text{ }^\circ\text{C}$? Коефіцієнт лінійного розширення взяти $1,2 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$.
 18. Яку мінімальну кількість води треба залити в півлітрову скляну банку, щоб вона тріснула на морозі?
 19. Як видобували граніт і базальт люди в давнину?

20. Під час утворення яких порід тиск і температура відіграють ключову роль? Перелічити ці процеси і визначити, у яких ключовими є тиск, а в яких – температура?
21. Перелічити основні джерела енергії, що приводять до виникнення геологічних процесів на Землі?
22. Які види енергії можна виділити в ході аналізу геологічного середовища?
23. Знаючи, що засвоєння їжі ΔE енергетично становить не більше 30 %, знайти, скільки їжі треба спожити (в енергетичних одиницях), щоб піднятися на г. Говерлу, якщо коефіцієнт тертя між взуттям студента і поверхнею гори дорівнює 0,1. Врахувати, що вся енергія, яку отримав організм, іде на механічну роботу: переборювання скочувальної сили та сили тертя (лише 30 % усієї енергії від спожитої їжі перетворюється на механічну енергію, тобто $0,3 E \text{ їжі} = E \text{ людини}$).
24. Розглянути будь-який добре відомий геологічний процес і подумати які, перш за все, сили привели до виникнення цього процесу, які види енергії сприяли активізації цього процесу. Подумати: якби енергії було більше або менше, то як міг би розвиватися і завершитися геологічний процес у цих випадках?
25. Де на Землі спостерігають найбільші припливи і відливи?
26. Обчислити, з якою силою діє Місяць на поверхню Землі й на нас у випадку, якщо ми перебуваємо навпроти Місяця; на протилежній стороні світу?

1.2.1. Фізичні процеси в атмосфері Землі

Атмосфера – повітряна оболонка Землі, що постійно взаємодіє з іншими оболонками. Її склад і властивості неодноразово змінювалися з часу виникнення. Якби атмосфери не існувало, то коливання добової температури на Землі сягали б $\pm 200^\circ\text{C}$. В атмосфері виділяють тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу та екзосферу (рис. 1.10). Висота атмосфери становить 2 000 – 3 000 км. За хімічним складом атмосферу поділяють на нижню – *гомосферу*, що має склад повітря, подібний до приземного, і верхню – *гетеросферу*, що має неоднорідний хімічний склад. Газовий склад сухого чистого повітря такий: 78,09 % азоту, 20,95 % кисню, близько 0,03 % вуглекислого газу, а решта припадає на інертні гази. У тропосфері, що прилягає до

літосфери Землі, є понад 80 % усієї її маси, у ній міститься водяна пара, пил тощо, що суттєво впливають на фізичні процеси в атмосфері Землі. На екваторі її висота сягає 16–18 км, у помірних широтах – до 10–11 км, а на полюсах – до 8 км. В атмосфері відбувається низка важливих фізичних процесів та явищ, які виявляються під час геологічної діяльності.

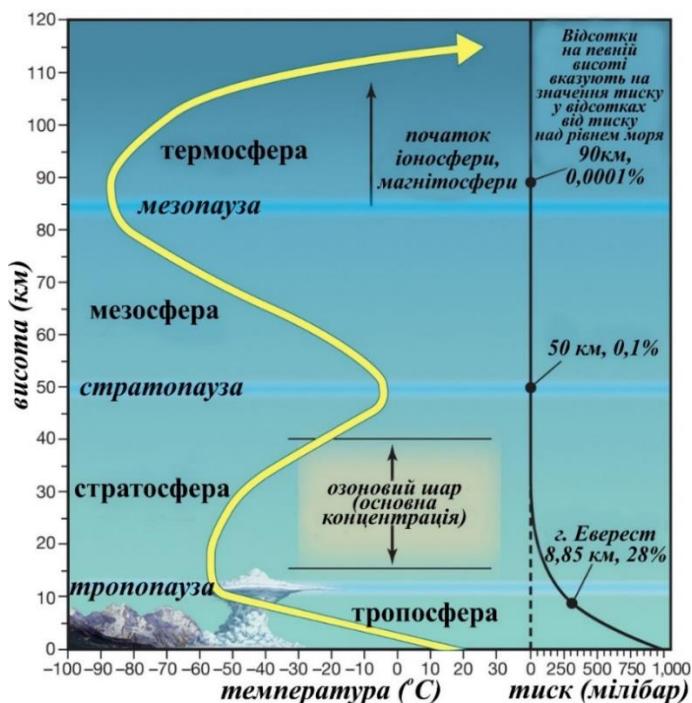


Рис. 1.10 Вертикальна структура атмосфери Землі та основні характеристики (температура, тиск) на різних висотах (рисунок узят з *Encyclopedia Britannica Inc*, 2012)

Альbedo Землі. Сумарна радіація, що надходить до земної поверхні, частково зазнає поглинання поверхнею (шаром ґрунту, води) і переходить у тепло, а решта відбивається. Значення відбиття залежить від характеру земної поверхні. Відношення кількості відбитої радіації до сумарної, яка надходить на поверхню, називають *альbedo A* поверхні, яке виражають у відсотках або частках одиниці. Альbedo залежить від виду поверхні й змінюється від 5 (для чорнозему) до 80–90 % (для снігу). Планетарне альbedo Землі, що складається з альbedo поверхні та альbedo шарів атмосфери і хмар, становить 35–40 %.

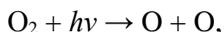
Парниковий ефект. Серед головних механізмів, що забезпечують стабільність температури на поверхні Землі, є випромінювання Сонця та парниковий ефект. Парниковий ефект суттєвий для планет зі щільними атмосферами, що містять гази, які поглинають в інфрачервоній ділянці, і пропорційний до густини атмосфери. Природне явище парникового ефекту полягає в тому, що інфрачервоне короткохвильове випромінювання Сонця нагріває поверхню Землі, а інфрачервоне довгохвильове випромінювання поверхні Землі не повністю розсіюється назад у космічний простір, оскільки значну частину теплового випромінювання утримують парникові гази, що входять до складу атмосфери Землі. Є шість основних парникових газів, які входять до хімічного складу атмосфери: водяна пара, вуглекислий газ, метан, озон, оксид азоту і хлоро-фторо-вуглецеві гази. Ці гази дають змогу промінню Сонця потрапити на поверхню у вигляді короткохвильового інфрачервоного випромінювання і затримують довгохвильове інфрачервоне випромінювання, забезпечуючи належну температуру атмосфери. Завдяки цьому ефекту температура Землі підвищена в приземному шарі атмосфери на 39 °С. Без парникового ефекту температура біля поверхні Землі не перевищувала б -18 °С.

Отже, температура Землі підтримується завдяки балансу між нагріванням Землі сонячним промінням та охолодженням після повернення енергії в космос. Такий баланс між енергією, що надходить і випромінюється, потрібен для підтримання життя на Землі. У сонячний день основна частина енергії, що потрапляє на поверхню Землі, є короткохвильовим випромінюванням, яке проникає крізь атмосферні шари, нагріваючи Землю. Задля підтримання енергетичного балансу Землі частина енергії у вигляді довгохвильового інфрачервоного випромінювання повинна покидати Землю. Проте якби такі промені могли легко відбиватися у космос, то температура Землі була б значно нижчою. Тому явище парникового ефекту має і позитивне значення. Наслідком парникового ефекту є також згладжування температурних контрастів як між полярними й екваторіальними зонами планети, так і між денними й нічними температурами.

Визначення температури парникового ефекту. Кількісною величиною парникового ефекту є її температура ΔT , яку визначають як різницю між середньою приповерхньою температурою T_S атмосфери планети та її ефективною температурою T_E . Ефективна температура Землі як випромінювача є нижчою, ніж температура на

її поверхні. Наприклад, для Землі $T_E = 249$ К, $T_S = 288$ К, тоді як температура парникового ефекту ΔT становитиме 39 К.

Озоновий шар, реакції виникнення та зникнення озону.
Озоновий шар – це шар у верхніх шарах атмосфери (стратосфері), що складається з особливої форми кисню, яка містить три його атоми – O_3 . Озоновий шар починається на висотах близько 8 км над полюсами або 17 км над екватором і простягається до висоти приблизно 50 км. Однак густина озону дуже низька, і якщо стиснути його до густини, яку має повітря біля поверхні Землі, то товщина озонового шару не перевищить 3,5 мм. Стан високих шарів атмосфери (особливо іоносфери) майже повністю контрольований сонячним випромінюванням, особливо ультрафіолетовим. Така властивість характерна для озоносфери, оскільки для виникнення молекул озону O_3 необхідна наявність атомного кисню, а в нижніх шарах атмосфери кисень існує у вигляді молекул O_2 . Проте у високих шарах постійно відбуваються реакції дисоціації кисню:



де енергія фотонів $h\nu$ відповідає ділянці сонячного спектра $\lambda < 2423$ Å.

Реакція утворення озону, яка потребує наявності будь-якої третьої частинки M для виконання законів збереження енергії така:



Вміст озону в стратосфері, його розподіл по висоті, залежність від широти визначені характером освітлення земної атмосфери ультрафіолетовими променями Сонця.

Реально на розподіл озону на різній висоті дуже впливають фотохімічні реакції озону з іншими газами повітря і динамічні процеси в атмосфері, перш за все, вертикальне перенесення повітря. Наприклад, спрямовані вниз потоки призводять до загального зниження шару і збільшення концентрації O_3 . Саме це простежується в атмосфері високих широт. Натомість потоки повітря, спрямовані вгору, піднімають шар озону, роблять його тоншим, що характерно для приекваторіальної атмосфери.

Динамічні процеси суттєво впливають і на сезонні зміни кількості озону O_3 . Максимум кількості озону, що фіксують у високих широтах навесні, пов'язаний з його інтенсивним перенесенням узимку з низьких широт. Кількість озону в багатьох випадках залежить від погодних умов та наявності сонячного світла.

Атомарний кисень O також утворюється в разі поглинання озоном сонячного випромінювання у видимій частині спектра:
 $O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O.$

Жорстке ультрафіолетове випромінювання зазнає поглинання озоном у вищих шарах атмосфери, де зосереджена мала частина озону. Уважають, що атмосферний озон поглинає 3 % сонячного випромінювання у ділянці спектра від 3 000–3 300 до 5 500–6 500 Å.

Озон під впливом різних процесів може не тільки утворюватися, а й розщеплюватися. Природними циклами знищення озону є:

- кисневий цикл (цикл Чепмена): $O_3 + O \rightarrow 2O_2$;
- азотний цикл: $NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2$;
- водневий цикл: гідроксильний радикал $\bullet OH$, що формується під час фотодисоціації води та взаємодії з метаном атомарного кисню O , вступає в реакцію з озоном:
 $OH + O_3 \rightarrow HO_2\bullet + O_2$; $HO_2\bullet + O_3 \rightarrow \bullet OH + 2O_2$;
- хлорний цикл: $Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2$; $Cl + O \rightarrow Cl + O_2$.

Нижче наведені приклади завдань.



7. Що таке “трикутник води”, які енергетичні перетворення відбуваються з водою? Позначити на “трикутнику води” ймовірні атмосферні явища.

Орієнтовна відповідь. Одна і та ж речовина, залежно від умов, тобто від температури та тиску, може перебувати в різних станах або фазах. Фаза – це однорідна система, що має однакові фізичні властивості речовини в усіх її частинах. Кожна фаза є одним з агрегатних станів речовини – твердий, рідкий, газоподібний. Крім того, фази можуть співіснувати. Тоді вони роз’єднані поверхнею поділу, у разі перетинання якої простежується різка зміна властивостей речовини.

Вода, що міститься в атмосфері, – єдина речовина, яка може перебувати одночасно в усіх трьох фазових станах: газоподібному (*водяна пара*), рідкому (*вода*) і твердому (*лід*). Перехід речовини з однієї фази до іншої називають фазовим переходом, усі ці процеси можна зобразити у вигляді “трикутника води” (рис. 1.11).

Перехід з твердої фази до рідкої називають **плавленням**, а зворотний перехід – **кристалізацією**. Фазовий перехід з твердої фази у газоподібну, що відбувається за низького тиску, називають **сублімацією**, а зворотний процес – **кристалізацією**. Перехід речовини з рідкої фази у газоподібну називають **пароутворенням**, або, якщо пароутворення відбувається з вільної поверхні рідини, **випаровуванням**. Газову фазу, що утворюється в цьому разі, називають парою. Природно, що пара поблизу фазового переходу

не підлягає рівнянню стану ідеального газу. Зворотний процес перетворення пари у рідину називають **конденсацією**.

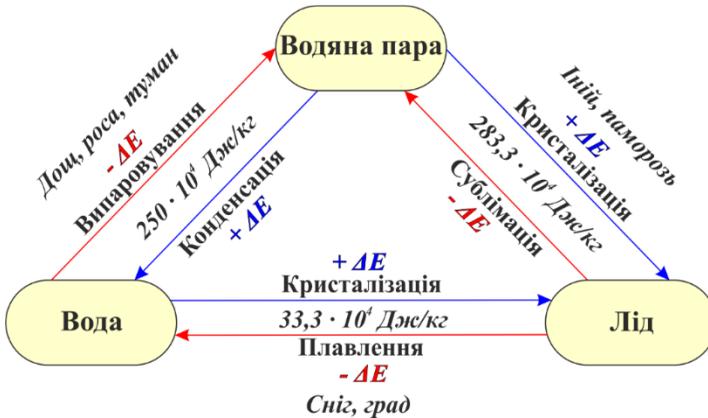


Рис. 1.11. Фазові переходи води зі значеннями теплоти, необхідної для переходу з одного стану в інший (від'ємне значення ΔE вказує на поглинання енергії з середовища, а додатне значення ΔE – на виділення енергії у середовище), та ймовірні атмосферні опади

Процес переходу з одного стану в інший супроводжується або поглинанням теплоти середовищем ($+\Delta E$), або виділенням її з середовища ($-\Delta E$). Тому кожен процес в атмосфері супроводжуватиме виникнення різних опадів (див. рис. 1.11).

Отже, пароутворення відбувається двома різними способами – *випаровуванням* та *кипінням*. Суть процесу випаровування полягає в тому, що найбільш рухомі (енергійні) молекули рідини, переборюючи тяжіння міжмолекулярних сил, відриваються від маси рідини й переходять у вільний простір, тобто у газову фазу. Процес випаровування за наявності вільної поверхні рідини відбувається завжди. З підвищенням температури він прискорюється, оскільки тоді в рідині зростає частка рухомих молекул.

Кипіння – це інтенсивне пароутворення, яке виникає під час нагрівання речовини не тільки з її поверхні, а й усередині. Кипіння відбувається з поглинанням теплоти. Більша частина теплоти іде на розрив зв'язків між частинами речовини під час перетворення рідини на пару, а решта – на роботу, необхідну для розширення пари. Пара виносить із собою частину внутрішньої енергії. Тому для підтримання кипіння рідини необхідно постійно підводити до неї теплоту й підтримувати температуру кипіння. Різні рідини однакової маси потребують різні кількості теплоти для перетворення їх на пару за температури кипіння. У підсумку енергія

взаємодії між частинами пари є більшою, ніж внутрішня енергія речовини за тієї ж температури.

Кількість теплоти, яку потрібно затратити, щоб випарувати рідину за температури кипіння або яка виділяється під час її конденсації, залежить від площі вільної поверхні, температури, тиску. Вилетіти з рідини можуть тільки ті частинки, кінетична енергія яких більша від потенціальної енергії притягання до інших частинок. З підвищення температури швидкість руху всіх частинок зростає, отже, збільшується і їхня кінетична енергія. А це приводить до зростання кількості частинок, які можуть вилетіти з рідини.

Зовнішній тиск перешкоджає росту бульбашок пари всередині рідини, тому за підвищеного тиску рідина кипить за порівняно вищої температури, а зі зниженням цього тиску температура кипіння знижується. Бульбашки починають рости тільки тоді, коли тиск усередині бульбашки стає трохи більшим, ніж зовнішній тиск. Тобто чим вищий зовнішній тиск, тим за вищої температури кипітиме рідина. Знижуючи тиск, наприклад, відкачуючи повітря, можна “змусити” воду закипіти навіть за кімнатної температури. А оскільки вода внаслідок інтенсивного пароутворення охолоджується і продовжує кипіти, то вона може навіть почати замерзати.

Деякі з молекул пари, що завжди перебувають над поверхнею рідини, влітають у рідину й залишаються там. Отже, випаровування і конденсація завжди відбуваються одночасно, і кінцевий підсумок залежить від того, який із цих процесів відбувається з більшою швидкістю. Якщо переважає випаровування, то рідина перетворюється на пару (висихання калюж), а якщо – конденсація, то пара перетворюється на рідину (випадання роси).

Прикладами процесу конденсації води є крапельки роси (водяна пара нагромаджується в повітрі вдень, а над ранок, охолоджуючись, конденсується), утворення хмар (вологе повітря піднімається у верхні шари атмосфери, конденсується), туману (удень відбувається інтенсивне випаровування з поверхні водойм, а ввечері насичене водяними парами повітря внаслідок охолодження конденсується).

У разі переходу речовини з рідкої фази у газоподібну тепло витрачається на подолання міжмолекулярного тяжіння і на розширення. Теплоту, що витрачається в процесі пароутворення за сталого тиску на перетворення 1 кг рідини, узяті за температури кипіння, у пару тієї ж температури називають **питомою теплотою пароутворення**. Питому теплоту паротворення позначають буквою

L і вимірюють у джоулях на кілограм [Дж/кг]. Щоб визначити кількість теплоти, необхідну для перетворення в пару будь-якої маси рідини m , узятій за температури кипіння, можна використати формулу $Q = Lm$. Кількість теплоти, що виділяється під час конденсації пари аналогічної маси, визначають за цією ж формулою. Якщо атмосферний тиск не змінюється, то незалежно від способу і швидкості нагрівання кожна рідина завжди кипить за чітко визначеної температури.

Розглянемо, наприклад, інші дві фази, у яких перебуває вода – рідку та тверду (див. рис. 1.11). Під час плавлення теплота витрачається на руйнування кристалічної ґратки твердого тіла, тобто збільшується потенціальна енергія молекул. Її називають **питомою теплотою плавлення**. Під час плавлення кінетична енергія молекул не змінюється, що свідчить про незмінність температури. Зворотний процес – **питома теплота кристалізації**. Під час кристалізації речовини її молекули впорядковуються, формуючи кристалічну ґратку. Їхня потенціальна енергія під час кристалізації зменшується, а кінетична енергія не змінюється. Тому під час кристалізації температура не змінюється і відбувається віддача кількості теплоти навколишньому середовищу. Питома теплота плавлення і питома теплота кристалізації для води однакові й становлять $33,3 \cdot 10^4$ Дж/кг. Енергії переходу між двома фазами однакові, тобто теплота, що затрачається на перехід з одного агрегатного стану в інший і навпаки, є однаковою (див. рис. 1.11).



8. Чому зникають калюжі після дощу? Які процеси відбуваються з фізичного погляду?

Орієнтовна відповідь. Улітку після дощу калюжі швидко висихають. Вода поступово випаровується з вільної поверхні рідини калюжі. Оскільки калюжі перебувають під інтенсивним сонячним випромінюванням, яке весь час потрапляє на поверхню, то вони через деякий час випаруються. Чим вища температура, тим інтенсивніше відбувається процес випаровування. Молекули будь-якої рідини завжди перебувають у безперервному хаотичному русі залежно від температури. Температура рідини пов'язана з середньою кінетичною енергією руху її частинок. Швидкість хаотичного руху не однакова у всіх молекул рідини – серед них є “швидші” і “повільніші”. І якщо досить “швидка” молекула виявиться поблизу поверхні рідини, вона може вирватися з рідини, подолавши притягання інших молекул. Такий процес відбувається дуже часто: наприклад, за кімнатної температури з поверхні води в склянці щомиті “виривається” така кількість молекул, яку виражає

число з двадцятьма цифрами. Оскільки під час випаровування рідину залишають найшвидші молекули, то середня кінетична енергія молекул, що залишилися, зменшується, і, відповідно, рідина охолоджується, тому, щоб рідина випарувалася, потрібно, щоб температура завжди була на певному рівні. Швидкість випаровування залежить від наявності потоків повітря і його вологості. У повітрі є багато водяної пари. Коли повітря охолоджується, пара переходить у рідкий стан: утворюються хмари, туман, роса. Отже, швидкість випаровування залежить від температури рідини, виду рідини, площі вільної поверхні рідини, швидкості видалення парів з поверхні рідини.



9. Що таке атмосферні вікна, або “зони прозорості”, у атмосфері?

Орієнтовна відповідь. Земна атмосфера пропускає з космосу не все електромагнітне випромінювання. Тому з'являються вікна прозорості, або атмосферні вікна, що зумовлені взаємодією різних довжин хвиль з різними шарами атмосфери (рис. 1.12).

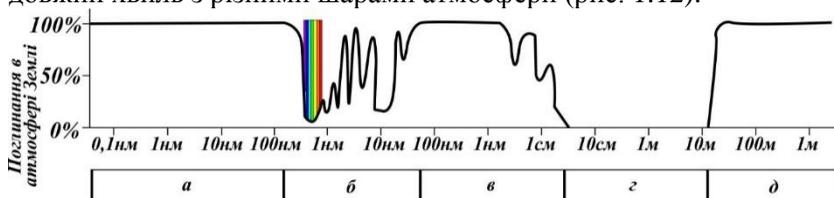


Рис. 1.12. Поглинання в атмосфері Землі хвиль з різноманітною довжиною: *a* – рентгенівське, гамма- та УФ-випромінювання майже повністю поглинає атмосфера (тому спостереження можна вести тільки за допомогою орбітальних телескопів); *б* – для видимого світла з близьким до УФ та ІЧ-випромінювання земна атмосфера прозора – перше вузьке атмосферне вікно; *в* – більшу частину ІЧ-діапазону поглинає атмосфера; *г* – у радіодіапазоні (довжина хвиль – від 1 до 30 см) земна атмосфера прозора – широке радіопрозоре вікно; *д* – хвилі з довжиною понад 30 см відбиває іоносфера – для них земна атмосфера є непрозорою

Атмосфера прозора для хвиль довжиною від 300 до 1 500 нм – це весь оптичний діапазон, що вміщує ділянки ультрафіолетового та інфрачервоного діапазону (у гірських районах з сухим кліматом інфрачервоне вікно ширше). Більшу частину інфрачервоного випромінювання поглинають водяна пара, вуглекислий газ та кисень, що перебувають у нижніх шарах атмосфери. В атмосфері є ще одна зона прозорості, через яку проходять хвилі, довжиною від 1 см до 30 м.

Хвилі великої довжини зазнають або відбивання, або затримування іоносферою, тоді як міліметрові чи субміліметрові хвилі поглинає атмосфера (проте в цьому діапазоні є декілька вузьких вікон, наприклад, близько 8 мм, через які може заглянути радіотелескоп). Усі інші випромінювання можна зареєструвати або у дуже сухих високогірних зонах, наприклад, у чилійській пустелі Атакама, де добре реєструють хвилі з довжиною до 0,3 мм, або зі статоскопа чи з космосу.



10. Що таке озонові дірки? Де вони виникають на Землі, чому?

Орієнтовна відповідь. Озоною діркою називають тимчасове зменшення загальної кількості озону над певною ділянкою поверхні Землі. Найчіткіше “пульсуючу дірку” зареєстровано над Антарктикою з максимумом активності у весняні (серпень/вересень–жовтень/листопад для Південної півкулі, “антарктична весна”) місяці. Вміст озону в ній менший від звичайного на 40–50 %. Однак чому саме над Антарктикою, адже там немає ніяких викидів в атмосферу? Пояснення полягає в особливостях глобальної циркуляції атмосфери. Узимку в полярній стратосфері Південної півкулі утворюється стійкий циклон – циркумполярний вихор. Повітря всередині цього вихору рухається по замкнутих траєкторіях, не виходячи за його межі. У цьому разі в Антарктиці взимку практично не відбувається обміну повітрям між полярними і помірними широтами. До кінця зими повітря всередині вихору дуже охолоджується (до $-7...-8^{\circ}\text{C}$), і в стратосфері з’являються полярні хмари, що складаються з крижинок і крапель переохолодженої рідини. Частки полярних хмар зв’язують азотні сполуки (насамперед NO_2) і створюють умови для хлорного циклу руйнування озону. З прогріванням антарктичної стратосфери циркумполярний вихор руйнується, у цьому випадку відновлюється обмін повітря з багатими на озон середніми широтами, і стратосферні хмари зникають. Вивільняються молекули NO_2 і зв’язують молекули оксиду хлору. Руйнівна дія хлорного циклу на озон слабшає і його кількість відновлюється до безпечних концентрацій.



11. Протягом весни, літа і ранньої осені часто відбувається таке атмосферне явище, як гроза. Яка його фізична природа і яким законам фізики підпорядковане його виникнення? Чому гроза є ознакою настання весни, а взимку грози не буває?

Орієнтовна відповідь. Якщо проаналізувати таке явище, як гроза, то виникнення його підлягає одночасно багатьом законам: механіки, гідростатики, термодинаміки, молекулярної фізики, електростатики, електродинаміки, акустики та оптики. Щоб відповісти на питання щодо виникнення грози навесні, треба докладніше з'ясувати механізм виникнення грози. Усі пори року, за винятком зими, супроводжуються потужними грозами, бурєю та громом. Чому так?

Механізм виникнення грози. Для виникнення грози необхідне одночасне існування трьох чинників: енергії, водяної пари, перепаду тиску і температури. Джерелом енергії є сонячне тепло, яке вивільняє її під час конденсації водяної пари. А оскільки взимку сонце гріє недостатньо сильно, то й енергії для виникнення електричного розряду не вистачає. Друга умова виникнення грози – наявність водяної пари. Її взимку теж немає. Появі водяної пари перешкоджає, насамперед, холодне повітря, оскільки найчастіше опади виникають у вигляді снігу або снігу з дощем. А, відповідно, щоб сніг перетворити на пару, недостатньо сонячного тепла.

Значні перепади тиску, необхідні для грози, взимку теж не трапляються. Для виникнення такого перепаду необхідно, щоб зіткнулися потоки дуже теплого і холодного повітря. Повітря біля поверхні Землі в зимовий час прогрівається не так сильно, щоб, зіткнувшись з холодним потоком, спричинити відчутний перепад тиску. У холодну пору року зміни температури відбуваються не часто. Тому наявність трьох чинників одночасно виникає вкрай рідко, і ймовірність настання грози практично дорівнює нулю. Отже, взимку гроз практично не трапляється. Проте з огляду на глобальне потепління і різку зміну клімату в окремих регіонах світу простежуються поодинокі випадки, коли посеред зими люди чули грім і спостерігали блискавку.



Завдання для самоконтролю та самостійної роботи

1. *Структура та склад атмосфери Землі.*
2. *Фізичні властивості атмосфери.*
3. *Що таке точка роси і від яких фізичних параметрів вона залежить?*
4. *Який з видів води бере найактивнішу участь у геологічних процесах?*

5. Охарактеризувати озоновий шар, його потужність, поширення в атмосфері від екватора до полюсів у різні пори року, основну його роль.
6. Як утворюється озон? Куди він зникає?
7. Що таке озонові дірки? Де на Землі виникають і що можуть спричинити?
8. Охарактеризувати поняття “парниковий ефект” та його ймовірні наслідки?
9. Що таке кислотні опади і який їхній вплив? (Орієнтовна коротка відповідь: Кислотними називають будь-які опади – дощ, сніг, туман, які мають значення рН менше 7,0. Уперше зафіксовані в Англії 1972 р. внаслідок потрапляння в атмосферу оксидів сульфуру та нітрогену).
10. На яких висотах на нашій планеті зникають рентгенівське, гамма та ультрафіолетове випромінювання?
11. Що таке альbedo? Яке альbedo Землі та інших планет Сонячної системи?
12. Де швидше випарується вода з калюжі: на вершині гори чи внизу? Пояснити це явище?
13. За який час під дією Сонця випарується калюжа діаметром 5 м, товщиною 0,1 м?
14. Чому взимку немає гроз? Чому грози починаються наприкінці весни?
15. Де найбільше гроз відбувається на Земній поверхні?
16. Види атмосферних розрядів. Блискавки.
17. Грім і блискавки, охарактеризувати їхнє утворення з фізичного погляду.
18. Зобразити фазові переходи рідин у формі трикутника на прикладі води.
19. Намалювати “трикутник води”, підписати процеси та позначити ділянки, що супроводжуються виділенням ($-\Delta E$) та поглинанням ($+\Delta E$) енергії.
20. Намалювати у вигляді трикутника фазові переходи для будь-якого газу, наприклад CO_2 .
21. На “трикутнику води”, на його сторонах, показати ймовірне виникнення атмосферних опадів. Пояснити, чому?
22. Чому перехід по “трикутнику води” туди і назад від одного стану в інший відбувається з однаковою енергією? На що ця енергія затрачається?
23. Чому, коли падає дощ, – тепло, а коли перестає, – то через деякий час стає прохолодно?

24. Чому наші пращури, йдучи на сінокіс, глечик з кислим молоком обмотували мокрою ганчіркою?
25. Перехід сублімації. Про що свідчить цей процес?
26. Перебуваючи на практиці, студент геологічного факультету налив у посудину води з холодного джерела і помітив, що посудина ззовні вкрилася крапельками рідини. Що це за явище? Пояснити цей процес з фізичного погляду?
27. Навесні, коли температура повітря набагато вища від $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, лід ще тривалий час не тане і, навпаки, восени, коли температура повітря нижче $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, вода не відразу замерзає. Чому?
28. Чи можна розплавленим металом заморозити воду? (Орієнтовна коротка відповідь: ртуттю. Температура плавлення (кристалізації) ртуті нижча, ніж води, і становить $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$. Якщо її охолодити до -30 , то вона заморозить воду і залишиться розплавленою).
29. Яка кількість теплоти виділиться під час замерзання води масою 5 кг за температури $0\text{ }^{\circ}\text{C}$?
30. Чому на лісових дорогах калюжі висихають довше, ніж на польових? Пояснить процес з фізичного погляду.
31. Яка кількість теплоти потрібна для перетворення 150 г води за $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ у пару?
32. Яка кількість теплоти виділиться під час конденсації 10 кг водяної пари?
33. Яку кількість теплоти треба затратити, щоб повністю перетворити 2 кг льоду, узятого за температури $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, у пару?
34. Чому, коли чайник розміщений на плиті й у нього опущений термометр, температура термометра ніколи не може перевищувати $100\text{ }^{\circ}\text{C}$?
35. Що таке точка роси, від яких фізичних параметрів вона залежить?

1.2.2. Фізичні процеси взаємодії кори та мантії Землі

Зовнішня оболонка Землі розділена на тонкі плити, що рухаються одна щодо одної. Швидкість відносного руху плит становить міліметри або сантиметри за рік. Хоча ті рухи є, на перший погляд, незначними, проте більша частина всіх процесів на Землі – землетрусів, вулканічних вивержень та гороутворення – відбувається саме на ділянках меж між плитами. Схема поділу поверхні Землі на плити показана на рис. 1.13.

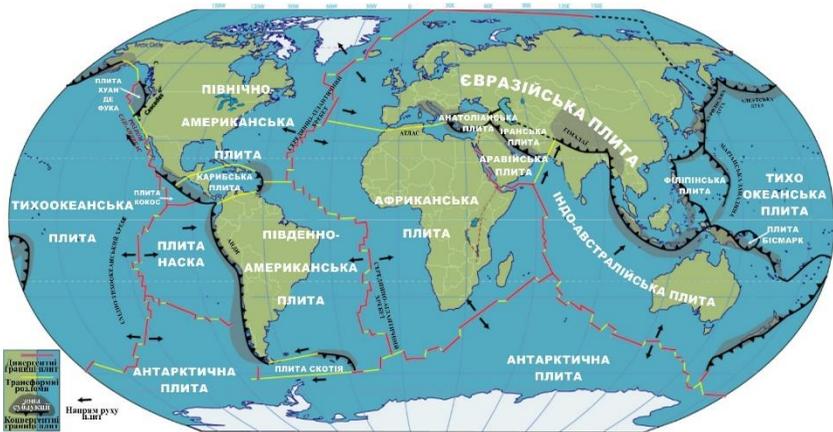


Рис. 1.13. Поділ земної поверхні планети на тектонічні плити (фото із сайту <http://www.johomaps.com/world/worldtecton.html>)

Плити складені з порівняно холодних порід і мають товщину в середньому близько 100 км. Тектонічні плити сходяться та зазнають поглинання. Біля серединно-океанічних хребтів, де плити розходяться у протилежні боки, відбувається процес так званого розходження океанічного дна (*спрединг*). Між плитами, що розходяться, не виникає порожнього місця, оскільки знизу підіймаються гарячі мантіїні породи, з яких формуються нові ділянки плит. Хоча мантіїні породи нагріті до високих температур, проте вони перебувають на глибині в твердому стані. Однак у геологічних масштабах часу вони можуть текти подібно до речовини, оскільки мають властивість текучості. Піднімаючись, гарячий мантіїний матеріал охолоджується, стає твердим і приєднується до старих ділянок плит, формуючи нові. Саме тому серединно-океанічні хребти також називають *конструктивними межами* (межами нарощування) плит. Для областей океанічних хребтів характерна значна частина всієї вулканічної активності Землі. Уся частина хребтів розміщена під водою, тому безпосередньо спостерігати можна лише частину цього вулканізму. Вулканізм хребтів є наслідком плавлення в разі зняття тиску (декомпресія). Коли дві плити розходяться, то гарячі мантіїні породи піднімаються і заповнюють новоутворений проміжок. Температура порід під час їхнього підняття є сталою, а їхній тиск знижується. Температура, за якої починається плавлення породи, знижується зі зниженням тиску. Тому базальтова компонента, що міститься в мантіїній породі, плавиться, оскільки має низьку температуру плавлення.

Оскільки поверхня Землі практично не змінюється, то повинні відбуватися і протилежні процеси, які приводять до руйнування плит у межах океанічних жолобів. Тут океанічні плити згинаються та опускаються в надра Землі. Цей процес називають *субдукцією*. Біля океанічного жолоба дві плити сходяться, і одна з них опускається під іншу. Тому океанічні жолоби називають *деструктивними межами (межами руйнування) плит*. Глобальна система океанічних жолобів свідчить про напрям руху плити, що занурюється в процесі субдукції. Розріз плити, що має конструктивну межу, показано на рис. 1.14.

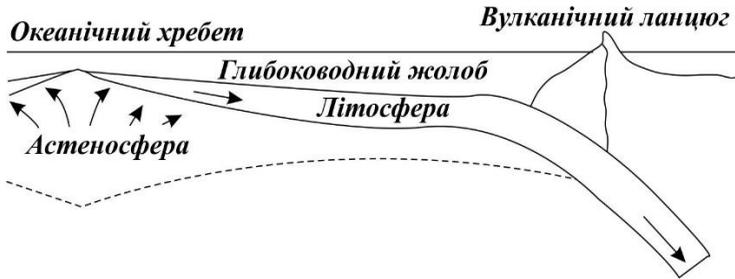


Рис. 1.14. Нарощування літосферної плити в межах океанічного хребта та її субдукція біля океанічного жолоба

Усю зовнішню оболонку Землі, що складається з окремих плит, називають літосферою. Літосфера складена порівняно холодними та твердими породами, завдяки чому плити можуть рухатися вздовж поверхні землі, майже не деформуючись. Тверді породи мантії, що містяться під літосферою, мають досить високу температуру, тому можуть легко деформуватися. Вони формують так звану *астеносферу*, по якій літосферні плити ковзають і рухаються, зазнаючи порівняно малого опору. Через рух плит від зон нарощування до зон руйнування породи охолоджуються та потовщуються.

Унаслідок охолодження та теплового стиснення густина матеріалу плит збільшується. Тому літосферна плита стає гравітаційно нестійкою щодо гарячої та менш щільнішої астеносфери. Виникає від'ємна плавучість літосферної плити, і вона згинається та біля океанічного жолоба занурюється в надра Землі. Саме між цими двома плитами розміщені головні розломи земної поверхні, тут відбувається найбільше землетрусів (чилійські та аляскінські землетруси). Зони локалізації вогнищ землетрусів, пов'язаних з зануреними ділянками плит, називають *зонами Беньоффа*.

Позаду кожного океанічного жолоба паралельно до нього простягаються ланцюги діючих вулканів, віддалені від жолоба настільки, що блок літосферної плити, який опускається, розміщений під ним на глибині 150 км. Якщо вулканічний ланцюг розташований на дні океану, то вулкани формують острівну дугу, прикладом якої є Алеутські острови.

Поверхня Землі зайнята континентами й океанами. Середня глибина Світового океану – близько 5 км, а континенти піднімаються над її поверхнею. Причиною співвідношення висот є різниця у товщині континентальної й океанічної кори. Корові кристалічні породи менш щільніші та мають інший склад порівняно з мантійними. Тому земна кора гравітаційно нестійка порівняно зі щільнішою мантією. Їх розділяє межа, яку називають розділенням Мохоровичича, або Мохо, положення якої, зазвичай, надійно з'ясоване. Типова товщина океанічної кори – близько 6 км, континентальної – 35 км. Породи, що формують континентальну кору, загалом збагачені кремнеземом і, відповідно, менш щільні, ніж базальтові породи океанічної кори. Хоча океанічна кора гравітаційно стійкіша, вона досить тонка і не може завадити субдукції гравітаційно нестійкої океанічної літосфери. Океанічна літосфера перебуває в стані безперервної циркуляції, нарощуючись та руйнуючись у ділянках океанічних хребтів та жолобів, відповідно. Унаслідок постійного оновлення океанічного дна в процесі такої циркуляції його вік не збільшується з часом і становить у середньому 10^8 років.

З іншого боку, континентальна кора має достатню товщину і гравітаційно стійка. Тому вона не занурюється на деструктивних межах плит біля океанічних жолобів. Унаслідок цього вік порід континентальної кори (10^9 років) значно перевищує вік порід кори океанічної. Під час руху літосферних плит уздовж поверхні Землі разом з ними рухаються розміщені на них континенти. Відносний рух континентів називають *континентальним дрейфом*.

У ділянках осей океанічного дна постійно відбувається формування нових ділянок, що розходяться в боки від хребта. Саме так виник Атлантичний океан, посеред якого розміщений Серединно-Атлантичний хребет.

У деяких випадках тектонічні плити ковзають одна щодо одної вздовж трансформних розломів. Прикладом є розлом Сан-Андреас у Каліфорнії. Уздовж цього розлому проходить горизонтальне проковзування між Тихоокеанською та Північноамериканською плитами.

Для того щоб літосферні плити рухалися, потрібний такий запас енергії, щоб покрити витрати в разі землетрусів, вулканічних вивержень та гороутворення. Забезпечення енергією можливе завдяки *тепловій конвекції у мантії*. Така конвекція може виникнути завдяки гравітаційній нестійкості речовини, що перебуває в полі сили тяжіння, якщо речовина нагрівається знизу або зсередини й охолоджується зверху. Гарячі мантійні потоки, розміщені на глибині, є гравітаційно нестійкими щодо холодніших та щільніших порід літосфери. У підсумку виникає тепла конвекція, у процесі якої холодніші породи опускаються в мантію, а нагріті піднімаються до поверхні Землі. Частиною цього процесу є підняття мантійного матеріалу в ділянці океанічних хребтів та опускання літосфери у мантію в океанічних жолобах. Нагрівання земної поверхні відбувається завдяки радіоактивному розпаду урану ^{235}U та ^{238}U , торію ^{232}Th і калію ^{40}K . Завдяки цьому об'ємне нагрівання зумовлює конвекцію у мантії.



12. Через який час Перська затока може перетворитися на озеро, якщо Аравійська літосферна плита рухається у північно-східному напрямі зі швидкістю 6,8 см/рік, а ширина Ормудської протоки становить 60 км?

Вихідні дані: v – швидкість руху плити;
 l – відстань між плитами.

Знайти: t – ?

Розв'язок: час, за який Аравійська літосферна плита з'єднається з Індо-Австралійською плитою, дорівнюватиме:

$$t = l/v = 60\,000/0,068 = 882\,353 \text{ роки.}$$



13. Площа поверхні океанічної кори становить $3,2 \cdot 10^8 \text{ км}^2$, а нове морське дно формується зі швидкістю $2,8 \text{ км}^2/\text{рік}$. Який середній вік океанічної кори, якщо припустити, що швидкість формування океанічного дна в минулому була такою самою, як і нині.

Вихідні дані: v – швидкість формування морського дна; S – площа поверхні океанічного дна.

Знайти: t – ?

Розв'язок: час, за який сформувалася океанічна кора, дорівнюватиме: $t = S/v = 3,2 \cdot 10^8 / 2,8 = 114 \text{ млн років}$.

Цей час і буде приблизним віком океанічної кори.



14. Визначити, на яких глибинах породи базальтового складу земної кори стають пластичними. Для розрахунків узяти густину базальту ($2,99 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$) та межу міцності базальту на стиснення (350 МПа).

Вихідні дані: ρ_b – густина базальту, $2,99 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$;
 σ_{\max} – межа міцності порід, $3,5 \cdot 10^8 \text{ Па}$.

Знайти: -
 $H_{\text{пл.}}$ – ?

Розв’язок: на глибинах гірські породи зазнають літоста-тичного тиску $p = \rho g H_{\text{пл.}}$

За умови досягнення тиску, що дорівнює межі текучості, породи стають пластичними: $p = \sigma_{\max} = \rho g H_{\text{пл.}}$

Межа текучості гірських порід приблизно становить 90 % від межі міцності порід, тому за межу текучості можна брати такий параметр, як межа міцності порід на стиснення (див. відповідну таблицю в довіднику “**Основи геофізики (короткий довідник з практикою)**” авторів В. В. Фурман, Ю. М. Віхоть).

Отже, глибину, на якій породи ставатимуть пластичними, обчислимо за формулою:

$$H_{\text{пл.}} = \frac{\sigma_{\max}}{\rho g}$$

Якщо підставити значення межі міцності та густини для базальтів, то матимемо глибину, на якій ці породи стають пластичними: $H_{\text{пл.}} = \frac{3,5 \cdot 10^8}{2,99 \cdot 10^3 \cdot 9,8} = 11\,945 \text{ м}$.



15. У X–XI ст. почали будувати дамби в Нідерландах. Унаслідок опускання земної кори одну з дамб весь час добудовували. Упродовж 1100–1430 рр. висоту однієї з дамб довелося збільшити майже на 2 м. Визначити швидкість опускання узбережжя Нідерландів. На скільки метрів потрібно було надбудувати дамбу у 1100–2000 рр.?

Вихідні дані: Δh – 2 м;
 t – 330 років.

Знайти: Швидкість опускання $v_{\text{оп}}$ – ?
Висота надбудови дамби L – ?

Розв’язок: визначимо, найперше, за скільки років висота збільшилася на 2 м – 330 років (1430–1100). Тому швидкість опускання узбережжя становить: $v_{\text{оп}} = 2 / 330 = 6 \text{ мм/рік}$.

Склавши пропорцію, знаходимо висоту надбудови дамби з 1 100 р. до 2 000 р. (упродовж 900 років):

330 років – 2 м; 900 років – L м

Тоді $L = (900 \cdot 2) / 330 = 5,5 \text{ м}$

Висоту надбудови дамби можна обчислити, помноживши швидкість опускання узбережжя 6 мм/рік на 900 років.



Завдання для самостійної роботи та самоконтролю

1. Визначити, за скільки років Чорне та Азовське моря можуть перетворитися в озера, якщо Анатолійська літосферна плита рухатиметься в північному напрямі зі швидкістю 2,5 см/рік. Дані про протоку Босфор взяти з будь-якої карти з використанням масштабу або з географічного довідника (ширина протоки – 30 км).
2. Припустимо, що сучасна швидкість субдукції океанічного дна – $0,09 \text{ м}^2/\text{с}$ – була такою і в минулому. Яка товщина відкладів мала б зазнати субдукції впродовж останніх 3 млрд років, якщо маса відкладів, що занурилися, становить половину сучасної маси континентів? Густина матеріалу континентів $\rho_k = 2,7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, густина осадових порід $\rho_{oc.n} = 2,4 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Площа, яку займають континенти, $S_k = 1,9 \cdot 10^8 \text{ м}^2$, а середня товщина континентів $h_k = 35 \text{ км}$ (Відповідь: 870 м).
3. Визначити, на яких глибинах породи земної кори стають пластичними. Для розрахунків узяти густину та межу міцності граніту на стиснення (див. відповідні таблиці з довідника “**Основи геофізики (короткий довідник з практикуму)**” авторів В. В. Фурман, Ю. М. Віхоть).
4. Під час розкопок було виявлене поселення людей на глибині 21,2 м і пришивартований рибальський човен. З’ясовано, що в цьому місці літосферна плита піднімалася зі швидкістю 6 мм/рік. Визначити час, коли на місці пагорба була водойма.

1.2.3. Напруження та деформації у твердому середовищі

Під дією сили тяжіння тиск у надрах Землі підвищується з глибиною. Це відбувається тому, що породи, перебуваючи на певній глибині, повинні тримати на собі всі вищі пласти порід, маса яких, відповідно, зростатиме з глибиною. У цьому разі за наявності горизонтальних неоднорідностей сили тяжіння в надрах Землі стан статистичної рівноваги середовища з вертикальним градієнтом тиску неможливий. Горизонтальна неоднорідність сили тяжіння, відповідно, зумовлена змінами густини, що виникають завдяки градієнтам температури. Вона особливо виявляється у випадку радіогенного нагрівання мантійних і корових порід. Горизонтальні неоднорідності сили тяжіння зумовлюють горизонтальні градієнти напружень, що призводять до відносних рухів, які відбуваються в разі тектоніки плит.

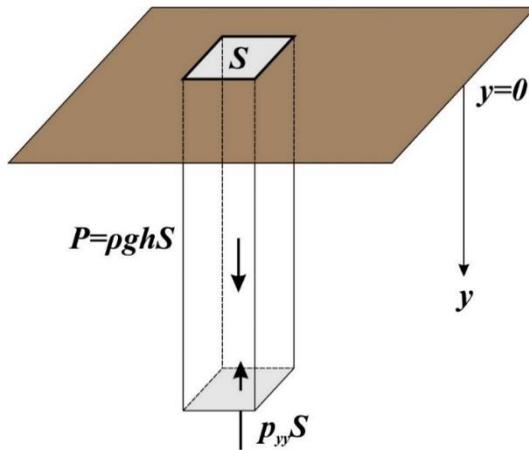


Рис. 1.15. Масові та поверхневі сили, що діють на вертикальний стовп породи

Нижче розглянуто основні поняття, необхідні для кількісного опису режиму напружень у твердих земних надрах.

Напруження – це сили, що діють на одиницю площі і поширюються через середовище завдяки міжатомним взаємодіям. Напруження, яке передається перпендикулярно до поверхні, називають *нормальним*, а те, яке поширюється паралельно до поверхні, – *зсувним*. **Тиск** можна охарактеризувати як середнє значення нормальних напружень. Напруження, що діє у пружному середовищі, призводить до *деформації середовища*. Найпростішим прикладом деформації є зменшення об'єму, що відбувається завдяки стисненню середовища під дією прикладеного тиску.

Нормальна деформація визначена відношенням приросту довжини твердого тіла до первинної довжини. *Зсувну деформацію* визначають як половину зменшення прямого кута, виділеного у середовищі, під час деформації. Унаслідок тектонічних процесів поверхня Землі безперервно деформується. Зміну деформації можна безпосередньо виміряти геодезичними методами. Нижче головну увагу зосереджено на основних принципах кількісного опису процесу деформації та змін деформаційного стану твердої Землі. Є два типи сил, що діють на тверде середовище: *масові (об'ємні)* та *поверхневі сили* (рис. 1.15).

Масові сили діють у кожній точці об'єму середовища. Масова сила, що діє на одиницю середовища, пропорційна до його об'єму або маси. Наприклад, розглянемо силу тяжіння, тобто вагу одиниці

середовища, що дорівнює добутку його маси на прискорення вільного падіння g . Якщо використати густину середовища ρ , що дорівнює масі одиниці об'єму, то силу тяжіння можна записати як добуток величин ρg на об'єм V . Отже, сила тяжіння, що діє на одиницю маси, дорівнює g , а сила тяжіння, що діє на одиницю об'єму, $-\rho g$. Густина породи значно залежить від тиску. За високих тисків, що домінують на великих глибинах у мантії, збільшення густини порід може становити на 50 % більше від значення густини за нульового тиску. Базальт і габро, що є основою океанічної кори, мають густину приблизно $2\,950\text{ кг/м}^3$. Натомість континентальні магматичні породи (граніт чи діорит) значно легші (густина становить $2\,650\text{--}2\,800\text{ кг/м}^3$). Густина цих порід залежить від пористості та вмісту води.

Поверхневі сили, на відміну від масових, прикладені тільки до поверхні, що обмежує одиницю об'єму. Вони зумовлені міжатомними силами матеріалу, що міститься з одного боку від поверхні, на матеріал, що міститься з протилежного боку. Поверхнева сила прямо пропорційна до площі поверхні, на яку вона діє. Крім того, ця сила залежить від орієнтації поверхні. Наприклад, розглянемо силу, що прикладена до основи стовпа породи на глибині h від поверхні Землі і зрівноважує вагу стовпа. Вага P стовпа з площею поперечного перерізу S така: $P = \rho ghS$. Стовп повинен бути зрівноважений поверхневою силою $p_{yy}S$ або $\sigma_{yy}S$, напрямленою вертикально вгору та розподіленою по горизонтальній поверхні з площиною S на глибині h . Припускаємо, що на бокові поверхні не діють ніякі вертикальні сили і густина ρ стала. Отже, сила, що тисне на одиницю площі й напрямлена перпендикулярно до горизонтальної поверхні, є не що інше як *напруження* σ_{yy} . Тому сила, що діє на стовп породи, дорівнюватиме тиску (або напруженню): $p_{yy} = \sigma_{yy} = \rho gh$. Сила на одиницю площі, що перпендикулярна до горизонтальних площин, лінійно зростатиме з глибиною. Нормальне напруження, зумовлене вагою порід, які залягають вище, називають *літостатичним напруженням* σ , або *літостатичним тиском* p .

Щоб оцінити значення напружень у літосфері, визначимо літостатичне напруження у підшві континентальної кори. Прийmemo, що товщина кори та її середня густина, відповідно, 35 км та $2\,750\text{ кг/м}^3$. З формули $p = \rho gh$ отримаємо тиск 963 МПа .

Часто зручно уявляти континенти у вигляді блоків, що плавають у “морі” мантійних порід. Середня густина континенту $\rho_k = 2\,750\text{ кг/м}^3$ менша від середньої густини порід верхньої мантії,

яка становить $\rho_m = 3\,300 \text{ кг/м}^3$. До континентів можна застосувати закон Архімеда, згідно з яким виштовхувальна сила, що діє на континент, дорівнює масі витісненої мантіїної породи. В основі континенту літостатичне напруження можна описати формулою $\sigma_{yy} = \rho_k g h$, де ρ_k – густина континентальних порід; h – товщина континенту. На тій же глибині в мантії літостатичне напруження $\sigma_{yy} = \rho_m g h$, де ρ_m – густина матеріалу мантії; h – глибина занурення континенту в мантію. Друге положення закону Архімеда, яке називають *принципом гідростатичної рівноваги*, твердить, що ці два види напружень повинні бути однаковими. Звідси отримаємо $\rho_k h = \rho_m h$.

Принцип гідростатичної рівноваги, застосований до континентальної кори, називають принципом ізостазії. Детальніше цей принцип розглянуто нижче.



16. Середня товщина океанічної кори – 6 км, її густина – 2 900 кг/м³. Над цією корою розташований пласт води, що має товщину 5 км та густину 1 000 кг/м³. Визначити нормальне напруження в основі океанічної кори, зумовлене вагою земної кори та шаром води.

Вихідні дані: h_1 – товщина океанічної кори, 6 км;

ρ_1 – густина кори, 2 900 кг/м²;

h_2 – товщина шару води, 5 км;

ρ_2 – густина води, 1 000 кг/м²

Знайти: σ – ?

Розв’язок: визначаємо напруження, яке створює океанічна кора на мантію за визначенням літостатичного напруження (або тиску): $\sigma_1 = p_1 = \rho_1 g h_1$

$$\sigma_1 = 2,9 \cdot 10^3 \cdot 9,8 \cdot 6 \cdot 10^3 = 171 \text{ МПа}$$

Напруження або тиск, який створюватиме шар води, $\sigma_2 = p_2 = \rho_2 g h_2$.

$$\sigma_2 = 10^3 \cdot 9,8 \cdot 5 \cdot 10^3 = 49 \text{ МПа}$$

Отже, загальне напруження, яке створюють океанічна кора та шар води, буде сумою цих двох напружень:

$$\sigma = \sigma_1 + \sigma_2 = 171 + 49 = 220 \text{ МПа}$$



17. Обчислити, який тиск (або нормальне напруження) чинить земна кора України на мантію, знаючи товщину і густину земної кори – 20 км та 2 700 кг/м³, відповідно.

Вихідні дані: h – товщина земної кори України, 20 км;

ρ – густина земної кори, 2 700 кг/м³.

Знайти:

p – ?

Розв'язок: вага земної кори на мантію для України, що має площу $603,7 \text{ км}^2$, дорівнюватиме:

$$P = N = mg = \rho Vg = \rho Shg$$

Тоді тиск, який чинитиме земна кора, під територією України становитиме:

$$p = \frac{P}{S} = \frac{\rho Shg}{S} = \rho gh;$$

$$p = 2\,700 \cdot 9,8 \cdot 20\,000 = 529 \text{ МПа}$$

Визначений тиск – літостатичний, який з глибиною підвищується. Наявність літостатичного тиску в Землі має дуже важливе значення. Через високий літостатичний тиск магма за певних геологічних і, передусім, тектонічних умов не досягає поверхні Землі й застигає, а виливається на поверхню лише в місцях, де є послаблення суцільності гірських порід на великій глибині.



18. Визначити тиск на гірські породи в найглибшій шахті світу – золоторудній шахті ТауТоне (TauTona Mine, Йоганнесбург, ПАР), що розміщена на глибині близько 4 км, густина порід – $2\,800 \text{ кг/м}^3$.

Вихідні дані: h – товщина земної кори, 4 км;

ρ – густина земної кори, $2\,800 \text{ кг/м}^3$;

$\bar{\rho}$ – середня густина Землі, $5\,500 \text{ кг/м}^3$

Знайти:

p – ?

Розв'язок: у будь-якій точці земної кори, що міститься на глибині h , тиск, який створюватимуть породи, що залягають вище, можна визначити за такою формулою літостатичного тиску:

$$p = \frac{P}{S} = \frac{\rho Shg}{S} = \rho gh$$

$$p = 2\,800 \cdot 9,8 \cdot 4\,000 = 110 \text{ МПа}$$

Значення літостатичного тиску є правильним для верхів земної кори.

Проте, якщо обчислити тиск за отриманою в попередніх задачах формулою на цій глибині, то матимемо (однак необхідно врахувати, що ця формула правдива лише у випадку використання середньої густини Землі $\bar{\rho} = 5,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$):

$$p(h) = \frac{2\pi}{3} G \bar{\rho}^2 (2R_{\oplus} h - h^2)$$

Тоді тиск дорівнюватиме: $p = 216 \text{ МПа}$



Завдання для самостійної роботи та самоконтролю

- 1. Дати визначення понять напруження та деформація? Яка їхня роль у геологічних процесах?*
- 2. Що таке літостатичне напруження і літостатичний тиск?*
- 3. Що таке модуль пружності, модуль Юнга?*
- 4. Що таке межа міцності порід на стиснення і межа міцності порід на розрив?*
- 5. Знайти інформацію про коефіцієнт Пуассона для гірських порід.*
- 6. Охарактеризувати механічні властивості гірських порід і мінералів, використовуючи таблиці з довідника “**Основи геофізики (короткий довідник з практикуму)**” авторів В. В. Фурман, Ю. М. Віхоть.*
- 7. Середня товщина океанічної кори – 6 км, її густина – 2 900 кг/м³. Над нею розташований шар води, що має товщину для типового океанічного басейну – 5 км, та густину 1 000 кг/м³. Визначити нормальне напруження в основі океанічної кори, зумовлене масою кори та шаром води (Відповідь: 220 МПа).*
- 8. Знайти тиск (нормальне напруження), який чинить земля кора під Українським кристалічним щитом.*
- 9. Обчислити і порівняти тиск у регіонах України на мантію, використовуючи дані про товщину кори під Карпатами та рівнинною територією.*
- 10. Обчислити, який тиск міг бути в породах, що пробурені Кольською надглибокою свердловиною.*
- 11. Знайти тиск на дні Маріанської западини.*

1.2.4. Ізостатична рівновага у геології

1.2.4.1. Закон Архімеда в геології.

Низка геологічних процесів та явищ у Землі не можна пояснити без розуміння закону Архімеда. Цей закон є важливим, наприклад, для визначення рівня занурення континентальної й океанічної кори, рівня занурення одно- та багат шарових структур, “плавання” інтрузивних тіл у вмісних породах тощо.

Означення та виведення закону Архімеда. На будь-яке тіло густиною ρ_m , занурене в середовище густиною ρ_c , діє виштовхувальна сила F_a , яка направлена вертикально вгору і дорівнює вазі

об'єму V_m речовини середовища ρ_c , витісненого цим тілом. Отже, силу Архімеда виражає формула $F_a = \rho_c g V_m$.

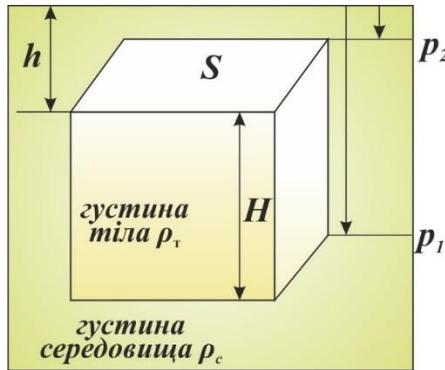


Рис. 1.16. Закон Архімеда для геологічного тіла

Виведення закону. На занурене в середовище геологічне тіло діятиме сила F_a , що чисельно дорівнює добутку різниці двох гідростатичних тисків p_1 і p_2 на площу S цього тіла (рис. 1.16).

$$p_1 = \rho_c g(H + h); p_2 = \rho_c gh; \Delta p = \rho_c gH;$$

$$F_a = \Delta p S = \rho_c gHS = \rho_c gV_m.$$

Отже, $F_a = \rho_c gV_T$.

Сила Архімеда діє не тільки в рідинах (айсберг, кораблі тощо), а й у газах (повітряні кулі, хмари тощо). Якщо сила Архімеда більша від сили тяжіння (або якщо густина речовини більша за густину тіла), то тіло спливатиме, підніматиметься вгору і плаватиме на поверхні речовини середовища: $\vec{F}_a > \vec{F}_T$ або $\vec{F}_a > \vec{P}$ (рис. 1.17, а).

Якщо сила Архімеда дорівнює силі тяжіння (або якщо густина речовини середовища дорівнює густині тіла), то тіло перебуває в рівновазі у будь-якій точці рідини, і плаватиме всередині рідини з певним рівнем занурення (наприклад, айсберг): $\vec{F}_a = \vec{F}_T$ або $\vec{F}_a = \vec{P}$ або $\rho_p V_p = \rho_T V_T$. (див. рис. 1.17, б).

Якщо сила Архімеда менша, ніж сила тяжіння (або якщо густина речовини середовища менша за густину тіла), то тіло тонути в речовині середовища та опускатиметься на дно: $\vec{F}_a < \vec{F}_T$ або $\vec{F}_a < \vec{P}$ (див. рис. 1.17, в).

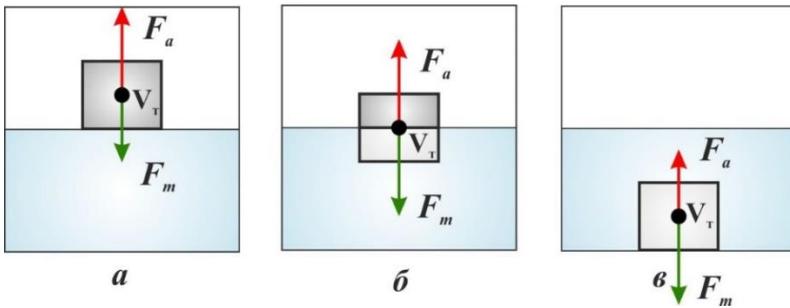


Рис. 1.17. Способи плавання та занурення тіл у середовищі під дією сил Архімеда та сил тяжіння



18. Яку силу потрібно прикласти, щоб підняти мармурову плиту з дна водойми, площею S_{Π} , густиною ρ_{Π} , товщиною h , з глибини H .

Вихідні дані: S – площа плити, m^2 ; ρ_{Π} – густина плити, $кг/м^2$; h – товщина плити, $м$; H – глибина водойми, $м$

Знайти:
 $F_{\Pi} - ?$

Розв’язок (рис. 1.18): $F_{\Pi} = F_{\text{тяж}} + F_{\text{тиску}}$.

$F_{\text{тяж}} = mg = \rho_{\Pi} V_{\Pi} g = \rho_{\Pi} S_{\Pi} h g$ – сила тяжіння;

$F_{\text{тиску}} = m_{\text{в}} g = \rho_{\text{в}} V_{\text{в}} g = \rho_{\text{в}} S_{\Pi} (H - h) g$ – сила тиску води на

мармурову плиту: чим ширша плита, тим її важче підняти, відповідно якщо її повернути боком, то дістати її буде значно легше.

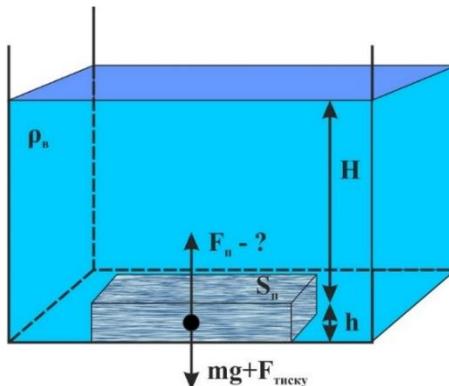


Рис. 1.18. Схематичне зображення до задачі 18

Отже, сила, яку необхідно прикласти, щоб підняти плиту,

$$F_{\Pi} = S_{\Pi} g (\rho_{\Pi} h + \rho_{\text{в}} (H - h))$$



19. Яку силу треба прикласти до тіла кулястої форми, радіусом R і густиною $\rho_{\text{с}}$, щоб занурити її під воду, густиною води $\rho_{\text{в}}$, на глибину h .

Вихідні дані: R – радіус кульки;
 $\rho_{\text{к}}$ – густина кульки;
 $\rho_{\text{в}}$ – густина води.

Знайти:
 $F_3 - ?$

Розв’язок (рис. 1.19): запишемо рівноважні сили:

$$F_{\text{а}} = F_{\text{тяж}} + F_3; F_3 = F_{\text{а}} - F_{\text{тяж}}$$

$$F_{\text{а}} = mg = \rho_{\text{к}} V_{\text{к}} g = \frac{4}{3} \pi R^3 \rho_{\text{к}} g; F_{\text{а}} = \rho_{\text{в}} g V_{\text{к}} = \frac{4}{3} \pi R^3 \rho_{\text{в}} g$$

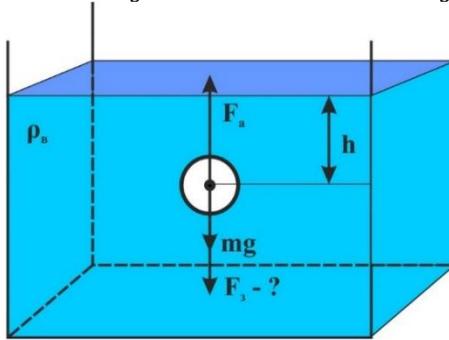


Рис. 1.19. Схематичне зображення до задачі 19

Отже, сила, яку необхідно прикласти, щоб занурити тіло кулястої форми, дорівнюватиме: $F_3 = \frac{4}{3} \pi R^3 g (\rho_{\text{к}} - \rho_{\text{в}})$.



20. На яку висоту вистрибне тіло кулястої форми від поверхні води, якщо його відпустити з глибини h , за умови, що густина тіла кулястої форми $\rho_{\text{к}}$ менша від густини води $\rho_{\text{в}}$.

Вихідні дані: $\rho_{\text{к}}$ – густина кульки; $\rho_{\text{в}}$ – густина води;
 h – глибина занурення кульки.

Знайти:
 $H - ?$

Розв’язок (рис. 1.20): занурення тіла можна описати декількома важливими процесами:

1) роботою з занурення тіла на глибину h . Силу, необхідну для занурення тіла, ми визначили в попередній задачі:

$$F_3 = \frac{4}{3} \pi R^3 g (\rho_{\text{к}} - \rho_{\text{в}})$$

Тоді робота дорівнюватиме добутку сили на шлях:

$$A = F_3 h = \frac{4}{3} \pi R^3 g h (\rho_{\text{к}} - \rho_{\text{в}}).$$

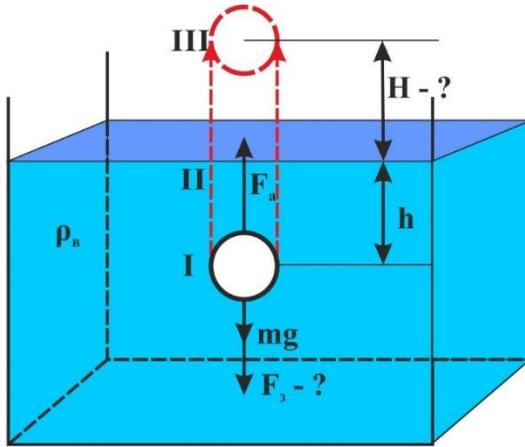


Рис. 1.20. Схематичне зображення до задачі 20.

II) відпускання тіла. Уся робота переходить у кінетичну енергію.

III) вистрибування тіла на висоту H .

Кінетична енергія переходить у потенціальну енергію і на висоті H тіло матиме максимальну потенціальну енергію. Маємо перетворення механічної роботи в потенціальну енергію:

$$A \rightarrow E_k \rightarrow E_n, \text{ тоді } A = E_n$$

$$E_n = mgh = \frac{4}{3}\pi R^3 gH\rho_k; \frac{4}{3}\pi R^3 gh(\rho_k - \rho_v) = \frac{4}{3}\pi R^3 gH\rho_k$$

Отже,

$$H = \frac{h(\rho_k - \rho_v)}{\rho_k}.$$



21. З якою силою та енергією камінь густиною ρ та радіусом R , падаючи з висоти H , вдаряє об дно, якщо глибина водойми h .

Вихідні дані: ρ_k – густина кульки; ρ_v – густина води;
 h – глибина занурення кульки.

Знайти:
 $E_{уд.} - ?$

Розв'язок (рис. 1.21): уся потенціальна енергія перетворюється на механічну роботу та енергію удару каменя об дно:

$$E_n = A + E_{уд.}$$

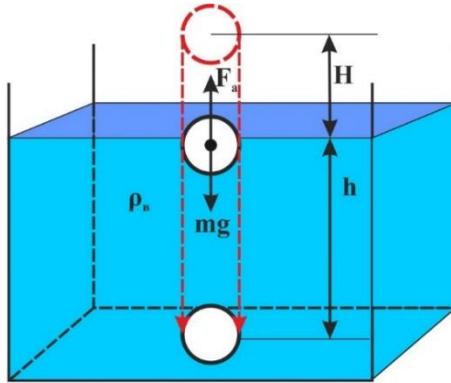


Рис. 1.21. Схематичне зображення до задачі 21

Тоді $E_{\text{уд.}} = E_{\text{п}} - A$.

$$A = (mg - F_a)h = \frac{4}{3}\pi R^3 gh(\rho - \rho_v); E_{\text{п}} = mgH = \frac{4}{3}\pi R^3 gH\rho.$$

$$E_{\text{уд.}} = \frac{4}{3}\pi R^3 gH\rho - \frac{4}{3}\pi R^3 gh(\rho - \rho_v)$$

Отже, енергія з якою вдаряється камінь об дно водойми:

$$E_{\text{уд.}} = \frac{4}{3}\pi R^3 g(\rho(H - h) + h\rho_v).$$



22. Де айсберг є страшнішим (менше видно над поверхнею) – у солоній (океані-морі) чи у прісній (озері) воді?

Вихідні дані: H – товщина айсберга, 1 000 м;

T – рівень занурення або висота айсберга над рівнем моря чи озера (“верхівка айсберга”);

h – товщина айсберга під водою;

ρ_m – густина айсберга, 920 кг/м³;

ρ_c – густина середовища (води);

$\rho_{\text{пр.в.}}$ – густина прісної води, 998 кг/м³;

$\rho_{\text{сол.в.}}$ – густина солоної води, 1 030 кг/м³.

Знайти:

T – ?

Розв’язок (рис. 1.22). Айсберг – льодова гора, що дрейфує під дією течій біля берегів Гренландії та Антарктиди, і може досягати висоти 100 м над рівнем моря та довжини 100 км.

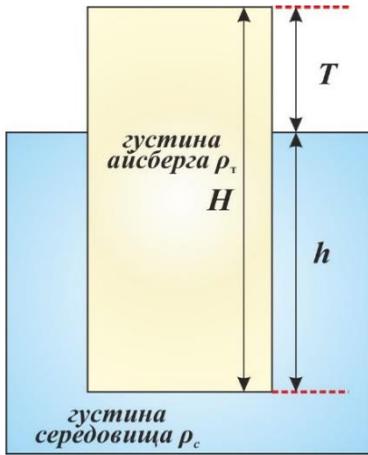


Рис. 1.22. Рівень занурення айсберга

Згідно з умовою плавання тіл у іншому середовищі, сила тяжіння айсберга повинна дорівнювати силі Архімеда, тобто вазі витісненого об'єму цим тілом: $F_{\text{тяж}} = F_a$

$$m_{\text{т}}g = \rho_c g V_{\text{в.т.}}$$

Об'єм рідини середовища $V_{\text{в.т.}}$, витісненої айсбергом дорівнюватиме: $V_{\text{в.т.}} = S(H - T)$, оскільки він не весь занурений у воду. Тоді, $\rho_{\text{т}}SHg = \rho_c gS(H - T)$; $\rho_{\text{т}}H = \rho_c(H - T)$;

$$(H - T) = \frac{\rho_{\text{т}}}{\rho_c} H; \quad H - T = \frac{\rho_{\text{т}}}{\rho_c} H.$$

Висота айсберга “верхівки айсберга” над рівнем моря дорівнюватиме: $T = H - \frac{\rho_{\text{т}}}{\rho_c} H$ або $T = H \left(1 - \frac{\rho_{\text{т}}}{\rho_c}\right)$.

Обчислимо значення “верхівки айсберга” T окремо для озера та океану (моря):

1) для прісної води висота айсберга над рівнем води:

$$T_1 = H \left(1 - \frac{\rho_{\text{т}}}{\rho_{\text{пр.в.}}}\right) = 1\,000 \left(1 - \frac{920}{998}\right) = 80 \text{ (м)}.$$

2) для солоної води:

$$T_2 = H \left(1 - \frac{\rho_{\text{т}}}{\rho_{\text{сол.в.}}}\right) = 1\,000 \left(1 - \frac{920}{1\,030}\right) = 110 \text{ (м)}.$$

Отже, у прісній воді айсберг був би небезпечнішим у разі зіткнення, оскільки його менше видно на поверхні (“верхівка айсберга”), а більша частина перебуває під водою. Крім того, чим менша солоність води в океані, тим на більшу глибину занурюватиметься айсберг і менше його буде видно над водою. Якщо зіставити висоту над рівнем моря (океану) T та товщину

айсберга H , то можемо з упевненістю підтвердити, що приблизно 9/10 айсберга, тобто 90 %, перебуває під водою.

Поверхневі води Атлантичного океану мають найбільшу густину, а Тихого – найменшу. Випаровування, утворення льоду збільшують густину води. Найменша густина на поверхні океану характерна для приекваторіальних широт і зростає зі збільшенням широти, досягаючи максимальних значень у приарктичних областях. Найбільшу густину мають холодні води Норвезького та Гренландського морів, а найменшу (серед морів) – води Балтійського моря, а також пригірлові акваторії, води арктичних морів. Крім того, густина зростає з глибиною.



Завдання для самостійної роботи та самоконтролю

1. Дати визначення закону Архімеда в геології.
2. Вивести закон Архімеда для геологічних тіл, що занурені в геологічне середовище.
3. Яку роботу треба виконати, щоб підняти з дна водойми гранітну плиту площею $S_{\text{п}}$, густиною $\rho_{\text{п}}$, товщиною h , глибина водойми – H .
4. Яку роботу треба виконати, щоб занурити тіло кулястої форми радіусом R і густиною $\rho_{\text{к}}$ на глибину h у рідину, що має певну густину $\rho_{\text{р}}$.
5. З якої висоти $H_{\text{в}}$ треба кинути камінь масою m , щоб розбити гранітну плиту товщиною h у водоймі на глибині H ?
6. Визначити, яка частина айсберга густиною $\rho_{\text{а}}$ і потужністю H є під водою, що має густину $\rho_{\text{в}}$.

1.2.4.2. Ізостатична рівновага в земній корі

Ізостазія (принцип гідростатичної рівноваги) є важливим процесом у науках про Землю і пов'язана з густиною гірських порід. Вона залежить від таких властивостей об'єкта, як товщина, густина тіла (земної кори, гірських порід тощо) та густина середовища, у якому це тіло “плаває” (мантія; океанічна, морська або озерна вода). Концепція ізостазії загалом пояснює: чому континентальна кора міститься набагато вище, ніж океанічна? Вона також пояснює, чому лише частину айсберга видно над водою. Нижче наведено рівняння для розрахунку висоти (“верхівки”) зануреного тіла над “середовищем–рідиною”, у якому воно “плаває”:

$$T = H \left(1 - \frac{\rho_{\text{т.}}}{\rho_{\text{с.}}} \right),$$

де ρ_m – густина тіла (земної кори, айсберга); ρ_c – густина середовища; H – товщина цього тіла; T – висота тіла (“верхівка”) над рівнем моря (або води).

Поняття “ізо­ста­зія” най­ча­сті­ше ви­ко­ри­сто­вують як геологічний процес, що відображає врівноваження мас гірських порід земної кори на поверхні астеносфери: земна кора з меншою густиною ($2,8 \text{ г/см}^3$) ніби “плаває” в густішому шарі верхньої мантії ($3,3 \text{ г/см}^3$) та перебуває в стані гідростатичної рівноваги згідно з законом Архімеда.

Є кілька ізо­ста­тич­них мо­де­лей, які пояснюють важливі геологічні процеси на Землі, що пов’язані з зануренням. Лише дві з них – модель Ейрі та модель Пратта – є найбільш придатними і доповнюють одна одну та, згідно з сучасними уявленнями, найчастіше трапляються в природі (рис. 1.23).

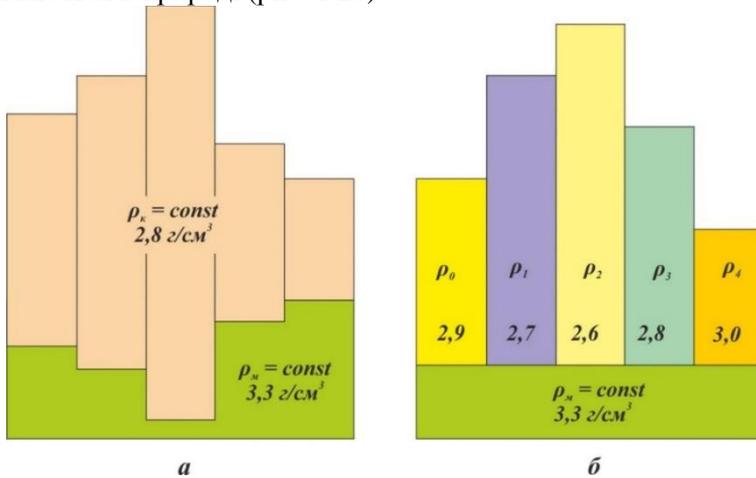


Рис. 1.23. Ізо­ста­тич­ні мо­де­лі: а – мо­де­ль Ейрі; б – мо­де­ль Пра­тта

Мо­де­ль Дж. Ейрі (рис. 1.23, а). Основою цієї моделі є припущення про сталу гу­сти­ну земної кори. Чим вищі гори, тим на більшу глибину в мантію повинна зануритися під­ш­ва (“корінь гори”) кри­сталічного фунда­мен­ту земної кори. Глибина занурення повинна в декілька разів пере­ви­щу­ва­ти ви­со­ту гірського хребта над рівнем моря. Мо­де­ль Ейрі опи­сує взаємозв’язок рельєфу земної поверхні і маси гірських порід, що містяться під нею, і є найбільш реальною для використання.

Мо­де­ль Ф. Пра­тта (див. рис. 1.23, б). Під­ш­ва земної кори (“корінь гори”) у цій моделі є плоскою, а компенсація підняття рельєфу відбувається завдяки різним гу­сти­нам бло­ків земної кори. Тому гу­сти­на в бло­ках низовин, западин тощо повинна бути більша,

ніж у блоках, що формують гірські хребти. Модель Пратта демонструє залежність форм рельєфу земної кори від *густини* гірських порід.

Визначення рівня занурення багат шарових структур у геологічному середовищі.

Вихідні дані: H – потужність структури;

ρ_i – густина прошарку з номером i ;

h_i – потужність i -го прошарку; N – кількість шарів.

Знайти:

T – ?

Розв’язок: багат шарові структури складаються з декількох шарів ($i = 1, 2 \dots N$), кожен з яких має свої висоту $\{h_i\}_{i=1}^N$ та густину $\{\rho_i\}_{i=1}^N$ (рис. 1.24).

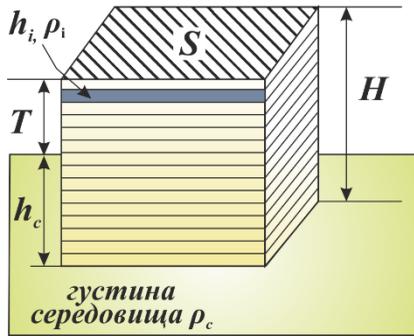


Рис. 1.24. Рівень занурення багат шарових структур

Маса структури (S – площа поверхні кожного шару):

$$m_c = \sum_{i=1}^N m_i = \sum_{i=1}^N \rho_i V_i = \sum_{i=1}^N \rho_i h_i S$$

Умова плавання багат шарових структур – вага тіла структури зрівноважена з силою Архімеда:

$$P = F_a$$

Вагу тіла можна виразити формулою:

$$P = \sum_{i=1}^N m_i g = g \sum_{i=1}^N \rho_i h_i S$$

Сила Архімеда дорівнюватиме вазі витісненого тілом середовища ($h_c = H - T$, де $H = h_c + T$):

$$F_a = g \rho_c S \left(\sum_{i=1}^N h_i - T \right)$$

Виведені формули можна прирівняти:

$$g \sum_{i=1}^N \rho_i h_i S = g \rho_c S \left(\sum_{i=1}^N h_i - T \right)$$

Отже,

$$T = \sum_{i=1}^N h_i \left(1 - \frac{\rho_i}{\rho_c} \right)$$

Усі геологічні структури, згідно з наближенням ізостазії, мають ізоповерхню занурення, яка означає змінене значення T -рівня, що визначає відстань від поверхні структури до поверхні занурення для кожної структури, яка відображає рельєф. Відповідно, така схема корелює з ізостатичною моделлю Ейрі.

У випадку розгляду багат шарових геологічних структур з різним рельєфом рівень занурення відрізнятиметься на різницю у висоті рельєфу над рівнем моря (рис. 1.25).

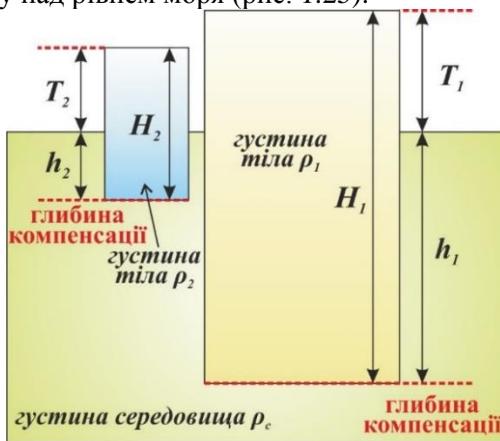


Рис. 1.25. Рівні занурення (T_1 , T_2) для тіл з різною густиною (відповідно ρ_1 , ρ_2) у середовищі, що має густину ρ_c

Наведені нижче задачі демонструють важливість ізостазії під час визначення рівня занурення геологічних (одношарових або багат шарових) структур у середовищі з іншою густиною, рівні занурення різних типів земної кори, визначення “кореня” гір тощо.

23. Користуючись поняттям ізостазія, знайти товщину океанічної кори $H_{ок}$ за даними про континентальну кори (товщина континентальної кори – H_k), припустивши, що густина кори ρ_k під океаном та на континенті однакова. Відомими є також висота континенту над рівнем моря $h_{р,м}$, глибина континенту $h_{ок}$, густина мантії ρ_m .



Вихідні дані: H_K – товщина континентальної кори;

$h_{p.m.}$ – висота континенту над рівнем моря;

$h_{ок}$ – глибина океану; ρ_K – густина кори;

ρ_M – густина мантії.

Знайти:

$H_{ок} - ?$

Розв’язок (рис. 1.26): рівень занурення континентальної кори можна описати формулою: $T_1 = H_K \left(1 - \frac{\rho_K}{\rho_M}\right)$.

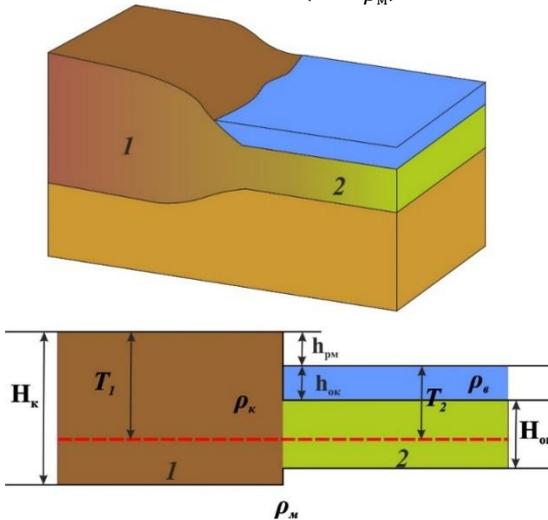


Рис. 1.26. Визначення товщини океанічної кори за даними про континентальну кору

Тоді, відповідно рівень занурення океанічної кори:

$$T_2 = h_{ок} \left(1 - \frac{\rho_{ок}}{\rho_M}\right) + H_{ок} \left(1 - \frac{\rho_K}{\rho_M}\right)$$

Рівні занурення океанічної та континентальної кори співвідносяться як: $T_1 = T_2 + h_{p.m.}$

$$H_K \left(1 - \frac{\rho_K}{\rho_M}\right) = h_{ок} \left(1 - \frac{\rho_{ок}}{\rho_M}\right) + H_{ок} \left(1 - \frac{\rho_K}{\rho_M}\right) + h_{p.m.}$$

$$H_{ок} \left(1 - \frac{\rho_K}{\rho_M}\right) = H_K \left(1 - \frac{\rho_K}{\rho_M}\right) - h_{ок} \left(1 - \frac{\rho_{ок}}{\rho_M}\right) - h_{p.m.}$$

Отже, потужність океанічної кори дорівнюватиме:

$$H_{ок} = H_K - h_{ок} \left(\frac{\rho_M - \rho_{ок}}{\rho_M - \rho_K}\right) - \frac{h_{p.m.} \cdot \rho_M}{\rho_M - \rho_K}$$

або

$$H_{ок} = H_K - \Delta h$$



24. З використанням поняття ізостазії знайти потовщення Δh (“корінь”) кори під горою Говерла висотою H_Γ за відомою густиною кори ρ_κ , густиною середовища ρ_c та потужністю континентальної кори H_κ .

Вихідні дані: H_κ – потужність континентальної кори;
 H_Γ – висота гори; ρ_κ – густина кори;
 ρ_c – густина середовища

Знайти:
 Δh – ?

Розв’язок: намалюємо схему та запишемо рівні занурення T_1 та T_2 (рис. 1.27): $T_1 = H_\kappa \left(1 - \frac{\rho_\kappa}{\rho_c}\right)$; $T_2 = (H_\Gamma + H_\kappa + \Delta h) \left(1 - \frac{\rho_\kappa}{\rho_c}\right)$.

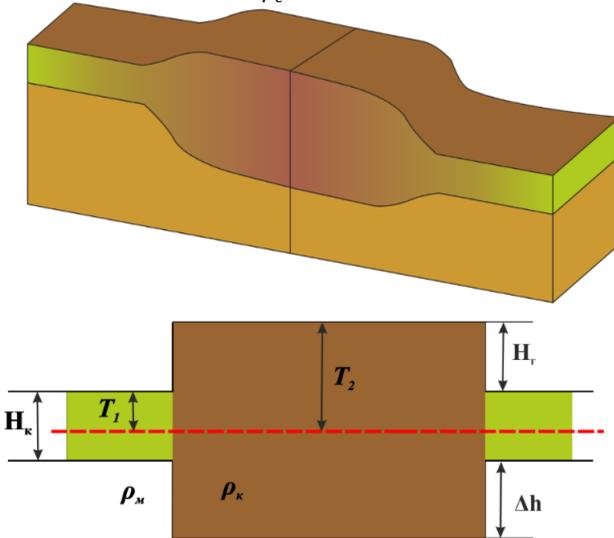


Рис. 1.27. Визначення “коріння” гори (до задачі 24)

Визначимо, як співвідносяться T_1 та T_2 : $T_2 = T_1 + H_\Gamma$

$$(H_\Gamma + H_\kappa + \Delta h) \left(1 - \frac{\rho_\kappa}{\rho_c}\right) = H_\kappa \left(1 - \frac{\rho_\kappa}{\rho_c}\right) + H_\Gamma;$$

$$H_\Gamma \left(1 - \frac{\rho_\kappa}{\rho_c}\right) + H_\kappa \left(1 - \frac{\rho_\kappa}{\rho_c}\right) + \Delta h \left(1 - \frac{\rho_\kappa}{\rho_c}\right) = H_\kappa \left(1 - \frac{\rho_\kappa}{\rho_c}\right) + H_\Gamma;$$

$$\Delta h \frac{\rho_c - \rho_\kappa}{\rho_c} = H_\Gamma - H_\Gamma \frac{\rho_c - \rho_\kappa}{\rho_c};$$

$$\Delta h = H_\Gamma \frac{\rho_c}{\rho_c - \rho_\kappa} - H_\Gamma = H_\Gamma \left(\frac{\rho_c}{\rho_c - \rho_\kappa} - 1 \right).$$

Отже, “корінь” будь-якої гори можна визначити за формулою:

$$\Delta h = H_\Gamma \frac{\rho_\kappa}{\rho_c - \rho_\kappa}.$$



25. Визначити кут α у грабені та визначити рівень занурення T за відомою густиною кори ρ_κ , густиною середовища ρ_c , потужністю континентальної кори H_κ .

Вихідні дані: H – потужність кори; h – амплітуда осідання; L – ширина ділянки, що просіла; L_1 – ширина нижньої частини грабену; ρ_o – густина субстрату; ρ – густина клину

Знайти:
 α – ?;
 T – ?

Розв’язок (рис. 1.28): осідання кори під час утворення грабена припиниться приблизно тоді, коли маса витісненого субстрату густиною ρ_o дорівнюватиме масі клину густиною ρ . Тобто

$$(L + L_1) H \rho = \rho_o (H - T + h)(L + L_1 - 2(T - h) \operatorname{tg} \alpha).$$

З рисунка можна визначити $\operatorname{tg} \alpha$: $\operatorname{tg} \alpha = \frac{L - L_1}{2H}$.

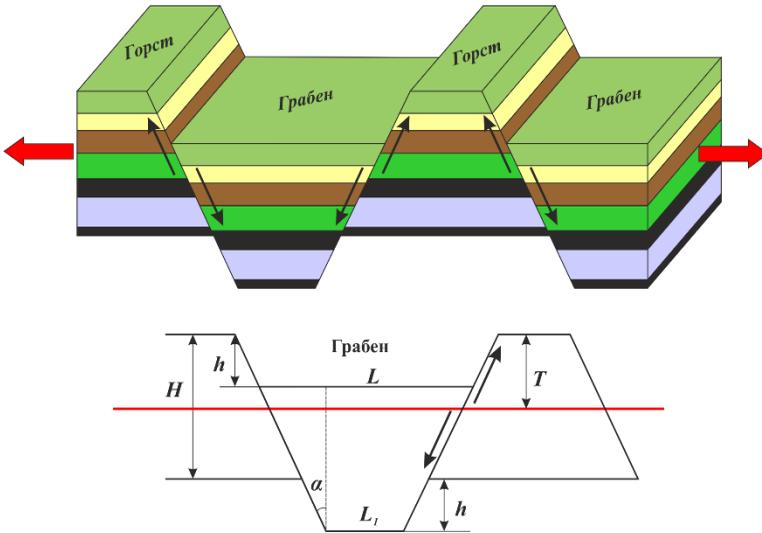


Рис. 1.28. Визначення рівня ізостазії та кута α для грабену

Підставимо значення $\operatorname{tg} \alpha$ у попередню формулу, отримаємо

$$(L + L_1) H \rho = \rho_o (H - T + h) \left(L + L_1 - \frac{(T - h)(L - L_1)}{2H} \right).$$

Визначити T (відстань від “вільної” поверхні підкорового шару до поверхні кори) можна за такою формулою:

$$H \rho = (H - T) \rho_o; \quad T = H \left(1 - \frac{\rho}{\rho_o} \right).$$

Якщо $\rho = 3 \text{ г/см}^3$; $\rho_o = 3,3 \text{ г/см}^3$; $H = 40 \text{ км}$, тоді $T = 4 \text{ км}$.

Якщо припустити, що $h = 1 \text{ км}$, $L_1 = 50 \text{ км}$, то тоді L дорівнюватиме 80 км , кут $\alpha = 22^\circ$.



Завдання для самостійної роботи та самоконтролю

1. Що таке ізостазія? Які ізостазійні моделі ви знаєте? Яка з моделей є найбільш “ізостазійною”?
2. У чому полягає принципова відмінність теорії Ейрі і Пратта? Намалювати схеми цих двох моделей.
3. З використанням попередньо набутих знань із навчальних дисциплін визначити, які гірські породи та мінерали можуть плавати у воді різного складу (прісній, солоній тощо). Чим це пояснити? Унаслідок яких геологічних процесів вони утворюються?
4. Написати рівняння для рівнів занурення двох суміжних геологічних тіл (за відомими) для всіх можливих геологічних середовищ (наприклад, для межі континентальної й океанічної кори у прибережній частині), пов’язаних із зануренням або “плаванням” тіл у речовині, що має іншу густина.
5. Користуючись поняттям про ізостазію, знаючи середню густина гірських порід та середні висоти кори на території України (з попередніх курсів), розрахувати можливу її потужність на різних ділянках (рівнинних, складчастих).
6. Визначити загальну товщину земної кори, якщо відома її середня густина – $2,8 \text{ г/см}^3$, густина мантії – $3,3 \text{ г/см}^3$. Середню висоту континенту взяти – $4,5 \text{ км}$.
7. Знайти товщину континентальної кори H_k за даними про океанічну кору, використовуючи поняття ізостазії.
8. Висота гірського хребта h_2 – 5 км . Припустивши, що густина мантії – $3\,300 \text{ кг/м}^3$, кори – $2\,800 \text{ кг/м}^3$, а товщина кори H_k , щодо якої виміряна висота хребта, становить 35 км , визначити загальну товщину кори під гірським хребтом. Використати принцип гідростатичної рівноваги. (Відповідь: 68 км).
9. Результати геологічних досліджень континентів свідчать про те, що під час крейдового періоду рівень моря був на 200 м вище сучасного. Однак через тисячоліття води морів повернулися в стан гідростатичної рівноваги з океанічними басейнами. На скільки в цьому разі збільшилася глибина океанічних басейнів? Припустити, що густина води – $1\,000 \text{ кг/м}^3$, а густина витисненого матеріалу мантії – $3\,300 \text{ кг/м}^3$.
10. Знайти потовщення кори під надводною горою, що знаходиться в океані, за відомою середньою глибиною океану, висотою гори над рівнем моря, припустивши, що густина $\rho_{\text{ок}}$ океанічної кори та густина гори однакові.

11. Доповнити таблицю відомими десятима прикладами геологічних середовищ, у яких можна використати поняття ізостазії.

Номер з/п	Геологічне середовище	Рівняння ізостазії (Рівень занурення T)
1	Гора на континенті, вкрита льодовиком	$T_1 = H_{\text{л}} \left(1 - \frac{\rho_{\text{л}}}{\rho_{\text{с}}}\right) + (H_{\text{Г}} + H_{\text{К}} + \Delta h) \left(1 - \frac{\rho_{\text{К}}}{\rho_{\text{с}}}\right),$ де $H_{\text{л}}$ – товщина льодовика, $\rho_{\text{л}}$ – густина льоду; $H_{\text{К}}$ – товщина кори, $H_{\text{Г}}$ – висота гори, Δh – “потовщення”, або “корінь гори”; $\rho_{\text{К}}$ – густина кори, $\rho_{\text{с}}$ – густина середовища, у якому “плаває” кора
2	Надводна гора в океані (морі)	$T_2 = (H_{\text{Г}} + H_{\text{ГВ}} + H_{\text{ОК}} + \Delta h) \left(1 - \frac{\rho_{\text{К}}}{\rho_{\text{с}}}\right),$ де $H_{\text{Г}}$ – висота гори над рівнем океану (моря); $H_{\text{ГВ}}$ – глибина океану (моря), що дорівнює висоті гори у воді; $H_{\text{ОК}}$ – товщина океанічної кори, Δh – “корінь надводної гори”; $\rho_{\text{ОК}}$ – густина океанічної кори, $\rho_{\text{с}}$ – густина середовища
3

12. Знайти потовщення кори під надводною горою в океані за середньої глибини океану, гора покрита шаром льоду товщиною $h_{\text{л}}$.

13.3 використанням поняття ізостазії знайти потоншення кори $\Delta h_{\text{К}}$ під озером на континенті за відомою глибиною водойми, густиною та товщиною кори $\rho_{\text{К}}$.

14.3 використанням поняття про ізостазію знайти потовщення (“корінь”) Δh кори під горою Еверест висотою $H_{\text{г}}$ за відомою густиною кори $\rho_{\text{К}}$ 2,8 г/см³ та густиною мантії 3,3 г/см³.

15. Написати рівняння ізостазії для визначення потовщення кори для підводної гори.

1.3. Геологічні процеси, спричинені фізичними взаємодіями з речовиною у середовищах Землі

Усі природні процеси і явища на Землі тісно пов’язані між собою. Крім того, у єдності перебувають і всі оболонки Землі – геосфери, взаємодія яких ґрунтується на обміні речовин (перетворенні, транспортуванні та акумуляції гірських порід), енергії та взаємному впливові динаміки їхніх середовищ. Води Світового океану та материків, атмосфера Землі, а також усі процеси, що в них відбуваються, відіграють ключову роль у цій взаємодії. Тривала історія їхнього спільного розвитку свідчить про великі та складні взаємозумовлені зміни у фізико-хімічних характеристиках геосфер, їхньому водно-тепловому режимі, формі геологічних структур та ін. Значну роль у

цих змінах відіграє і рельєф Землі. Рельєф суші та океанічного дна, як і земна кора загалом, перебуває в постійному розвитку і безперервно змінюється під дією різноманітних фізичних сил і чинників. Усі природні процеси, що сприяють формуванню та розвитку земної кори, називають *геологічними процесами*.

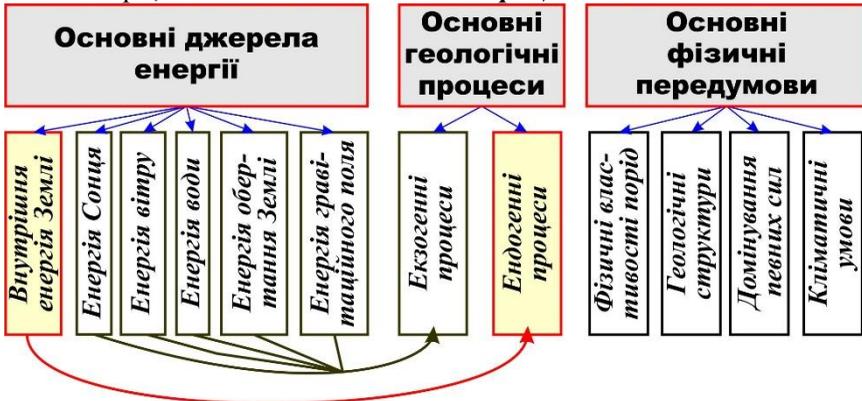


Рис. 1.29. Основні джерела енергії екзогенних та ендогенних процесів та основні фізичні передумови їх виникнення

Геологічні процеси є різноманітними, їх класифікують за низкою ознак. Важливими ознаками є інтенсивність, постійність, поширеність та джерела енергії (рис. 1.29). Існують геологічні процеси, що відбуваються дуже швидко, спричиняють катастрофічні наслідки, проте вони трапляються не всюди і виявляються порівняно нечасто. До них належать руйнівні землетруси, потужні виверження вулканів, гірські обвали, снігові лавини, селеві потоки тощо. Такі процеси, зазвичай, охоплюють порівняно невеликі території. Поряд з ними більшість геологічних процесів відбувається повільно, практично непомітно, проте безперервно і повсюдно. Такі процеси за десятки й сотні мільйонів років суттєво змінили рельєф Землі, її зовнішню та внутрішню будову. Повільні геологічні процеси визначають історію розвитку земної кори і планети загалом. Основні джерела енергії багатьох геологічних процесів такі: Сонце і сонячна радіація (енергія Сонця), процеси гравітації (енергія гравітаційного поля), силова взаємодія Землі разом з Місяцем і Сонцем та осьове обертання Землі (енергія обертання Землі), тепло, що виділяється під час розпаду радіоактивних речовин та інших хімічних реакцій (внутрішня енергія Землі), у разі гравітаційної диференціації речовини Землі, енергія вітру, енергія води та ін. (див. рис. 1.29).

Геологічні процеси постійно пов'язані між собою і відображають єдиний комплекс безперервної зміни зовнішнього вигляду Землі та її будови. Зазвичай, геологічні процеси поділяють на дві великі групи залежно від походження джерел енергії, що їх спричиняє, у зонах їхнього прояву (див. рис. 1.29): процеси зовнішньої динаміки, або **екзогенні**, та процеси внутрішньої динаміки, або **ендогенні**. Для них характерні певні, властиві тільки їм, фізичні процеси та явища, тобто вони підлягають певному набору фізичних законів, домінуючих сил і, відповідно, мають певні фізичні передумови – фізичні (петрофізичні) властивості гірських порід, формування певних геологічних структур тощо. Ці дві групи процесів завжди діють одночасно і їхня взаємодія є рушійною силою формування рельєфу Землі. Ендогенні процеси створюють земну кору та сприяють проходженню глибинних геологічних процесів, а екзогенні – згладжують рельєф континентів та океанічного дна. Ці процеси взаємопов'язані. Активна дія одного процесу спричиняє активізації іншого. Наприклад, магматизм і тектонічні рухи земної кори формують додатні форми рельєфу і приводять підняття земної поверхні континентів вище рівня моря. Підняття земної поверхні (вулканічні конуси, гірські масиви) зумовлюють посилення екзогенних процесів. Наприклад, денудація призводить до руйнування та знесення продуктів руйнування гірських порід і спричиняє ще більше порушення цілісності земної кори. Пов'язане з цим процесом переміщення великих мас гірських порід з одних ділянок в інші може порушити рівновагу та розподіл речовини в земній корі, тобто спричинити нові активні тектонічні рухи.

Нижче наведено приклади деяких процесів зовнішньої та внутрішньої динаміки, їхню фізичну природу та геофізичну роль. Будь-які геологічні процеси є наслідком дії одного або декількох переважних фізичних процесів. Тому важливе пояснення природи виникнення тих чи інших геологічних тіл і структур, що є наслідками процесів зовнішньої та внутрішньої динаміки, з погляду сукупної дії фізичних сил, зміни фізичних властивостей порід унаслідок переважних фізичних процесів, перетворення джерел енергії тощо.

1.3.1. Процеси зовнішньої динаміки (екзогенні)

Екзогенні геологічні процеси, або процеси зовнішньої динаміки, відбуваються безпосередньо на поверхні Землі й близько до неї. Більшість джерел енергії цих процесів міститься не в земній

корі (див. рис. 1.29). Екзогенні процеси виникають під час взаємодії земної кори з атмосферою, гідросферою, біосферою тощо. Вони змінюють фізичні та петрофізичні властивості порід верхньої частини земної кори й охоплюють процеси звітрювання, геологічну діяльність вітру, поверхневих текучих вод, підземних вод, озер, морів та океанів, льодовиків тощо (рис. 1.30).



Рис. 1.30. Найважливіші екзогенні процеси

Екзогенні процеси руйнують гірські породи, переносять продукти звітрювання на великі відстані, акумулюють їх, формують осадовий шар земної кори, сприяють вирівнюванню поверхні континентів. Домінують гравітаційні сили, вплив вітру, винесення в океани і моря великої кількості відкладів, що заповнюють западини морського дна, під дією поверхневих і підземних вод.

1.3.1.1. Енергія Сонця. Процеси звітрювання

Звітрювання – процес фізичного руйнування та хімічного розкладання мінералів і гірських порід під впливом сонячного тепла, коливань температури повітря, води, атмосферних газів, живих організмів тощо. Зі звітрюванням, як з геологічним процесом, пов'язане розушільнення і руйнування мінералів та гірських порід, формування нових корисних копалин і різних форм рельєфу. Розрізняють фізичне, хімічне та біологічне звітрювання. Вони є взаємопов'язаними та діють спільно. Звітрювання – єдиний процес, у якому розділяють дві домінантні сторони: *фізичну та хімічну*. Кожна з них залежить від клімату, рельєфу, тривалості процесу, складу гірських порід, їхніх теплофізичних властивостей, твердості, тріщинуватості та інших чинників.

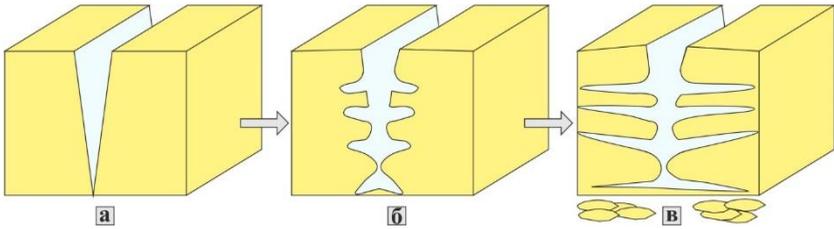


Рис. 1.31. Руйнування гірських порід під впливом замерзання води у тріщинах: *а* – вода заповнює тріщину; *б* – вода проникає у менші тріщини і розтискає їх; *в* – руйнування породи внаслідок послаблення зв’язків між її частинками

Фізичне звітрювання – це процес, за якого роздроблення гірських порід і мінералів відбувається під впливом добових змін температури повітря, замерзання води у порах та тріщинах (рис. 1.31, 1.32). У разі фізичного звітрювання вирішальну роль відіграють чинники, що спричиняють механічні рухи частинок породи (або мінералу) і призводять до порушення взаємозв’язку її складових. Енергія, яка витрачається на руйнування порід під час фізичного звітрювання, виникає з теплової енергії Q нагрівання (або замерзання) внаслідок коливань температур ΔT : $Q = C m_n \Delta T$ (C – питома теплоємність речовини; m_n – маса порід).

Залежно від походження чинника, що діє, характер процесу руйнування порід під впливом фізичного звітрювання кожного разу буде різним. Тому фізичне звітрювання треба поділяти на *температурне* та *механічне*.

Температурне звітрювання найпоширеніше і відбувається під дією коливань температури повітря, що зумовлюють нерівномірне нагрівання й охолодження поверхневого шару гірських порід (або мінералів). Воно супроводжується багаторазовими змінами об’єму зерен мінералів (об’ємними деформаціями), що супроводжуються зміною коефіцієнтів лінійного й об’ємного розширення. Завдяки малій теплопровідності гірських порід верхній шар породи під час нагрівання стає теплішим, ніж той, що розташований нижче, і, відповідно, збільшення його об’єму в ході нагрівання значно більше виявляється на поверхневих частинах, ніж у внутрішніх. Такий процес відбувається й у випадку охолодження.

Стиснення гірських порід або їхніх частинок, зумовлене охолодженням, поширюючись від поверхні на глибину і разом з залишковим розширенням від нагрівання, сприяє їхньому руйнуванню. В обох випадках важлива не стільки амплітуда коливань температури, скільки інтенсивність їхньої зміни. Чим швидше настає одне за

одним стиснення та розширення породи і її частинок, тим швидше порода зруйнується.

Тому в разі температурного звітрювання головними фізичними чинниками руйнування порід є не річні, а добові амплітуди коливання температури повітря. Часта зміна стиснення та розширення порід призводить до формування в них тріщин, зазвичай, спочатку паралельних до поверхні порід. Поверхневий шар пронизаний великою кількістю тріщин, що перетинаються одна з одною, і розколює породу на уламки різного розміру (див. рис. 1.31). Під дією сили тяжіння, атмосферних опадів, вітру та інших чинників уламки гірських порід зносяться вниз, відслонюючи незруйновану поверхню породи, яка пізніше зазнає повторного звітрювання.



Рис. 1.32. Тріщини в гірських породах у берегах рік, що виникають унаслідок фізичного звітрювання (Українські Карпати)

Розглянуте вище температурне звітрювання стосується мономінеральних гірських порід. Проте у природі значно більше багатомінеральних порід, руйнування яких масштабніше, ніж у першому випадку (див. рис. 1.32). Причиною є різниця в коефіцієнтах лінійного й об'ємного розширення різноманітних мінералів, що входять до складу гірської породи. Наприклад, коефіцієнт лінійного розширення кварцу – 0,000310, рогової обманки – 0,000248, польового шпату (ортоклазу) – 0,000170. Крім того, цей коефіцієнт у 2–3 рази змінюється в різних напрямках мінералу. Тому навіть у мономінеральних породах після короткочасних і різких коливань температури впродовж тривалого періоду порушується суцільність мінеральних зерен, унаслідок чого порода розтріскується і розпадається на окремі уламки. На інтенсивність температурного

звітрювання впливають різниця в забарвленні породи. Темніші породи, зазвичай, поглинають більше сонячної енергії і нагріваються сильніше. Тому строкатоколірні породи руйнуються швидше та на більшу глибину, ніж одноколірні. Сформовані температурні тріщини з часом щораз глибше проникають у гірську породу. Цьому процесу також сприяють періодичні зволоження порід відкладами, що містять рідку фазу. Швидке охолодження порід, спричинене зливами, призводить до нерівномірного стиснення мінералів і розпадання порід на уламки. Багаторазове набухання та висихання порід, під час яких сили зчеплення між складовими частинами зменшуються, пришвидшуватиме процес звітрювання. Температурне звітрювання є майже в усіх кліматичних зонах, та найінтенсивніше воно відбувається в регіонах з підвищеною сухістю повітря та різкими контрастами температури впродовж доби.

Механічне звітрювання – це руйнування гірських порід під дією замерзлої води. Особливо сильним і швидким руйнівником гірських порід є вода, яка, замерзаючи, збільшує свій об'єм приблизно на 9 %, що супроводжується великим тиском на стінки тріщини (близько 87 МПа), унаслідок чого вони розширюються. Так зване *морозне звітрювання* є характерним для великих площ, що суцільно покриті уламками гірських порід різних розмірів, де температура коливається в межах точки замерзання води (у високогірних областях, у районах снігової лінії).

Під час фізичного звітрювання монолітні породи стають тріщинуватими, розпадаються на мінерали або уламки. Ці продукти або залишаються певний час на місці руйнування порід (кам'яні розсипи), або під дією чинників (гравітаційної сили, кінетичної сили рік) зазнають знесення зі схилів гір у вигляді делювію чи іноді у вигляді масового падіння уламків (обвали), особливо в гірських районах, на крутих берегах рік, озер і морів.

Одночасно з фізичним відбувається і *хімічне звітрювання* – процес руйнування мінералів і гірських порід під впливом пари та газів атмосфери, органічних кислот, води і біохімічної діяльності живих організмів. Особливістю такого звітрювання є не тільки руйнування порід, а й зміна їхнього мінерального складу – зміни механічних властивостей завдяки інтенсивним хімічним процесам (розчинення, окиснення, гідроліз та гідратація), тривалій дії атмосферних агентів, поверхневих вод із вмісними хімічними елементами та ін. Найінтенсивніше воно відбувається в *корі звітрювання* – у зоні від земної поверхні до рівня ґрунтових вод, що

має найбільшу потужність у тропіках і субтропіках (Південна Америка, Африка, Австралія, Азія).

Наслідками процесів звітрювання є сильне подрібнення гірських порід, яке разом з дією атмосфери призводить до формування нових порід, що мають відмінні від первинних фізичні та петрофізичні властивості. Унаслідок процесів хімічного, механічного (морозного) звітрювання разом з руйнівною діяльністю вітру (або ерозією) формуються такі форми рельєфу, як *тафони* (рис. 1.33) – невеличкі заглиблення печероподібної форми, що утворюються на схилах у пісковиках, вапняках, навіть у гранітах на припливних ділянках і узбережжях, у посушливих пустелях.



а



б

Рис. 1.33. Тафони у Каліфорнії (*а*) та у нижньопалеозойських пісковиках Західної Сахари у Єгипті (*б*) (фотографії зі сайту <http://tafoni.com/>)

1.3.1.2. Енергія (діяльність) вітру

Вітер – безперервний рух повітря в атмосфері відносно земної поверхні, що виникає внаслідок нерівномірного розподілу атмосферного тиску на горизонтальній площині (*баричний градієнт*). За наявності вітру в шарах атмосфери на рух повітря суттєво впливають сили тертя, сила обертання Землі, відцентрова сила. Вітер виконує безперервну роботу, характерну для певної ділянки: на морі спричиняє хвилі, в атмосфері переносить повітряні маси, вулканічні продукти, різноманітні відклади; на континентах руйнує гірські породи, видуває з них пилюваті частинки і переміщує на великі відстані. Усі види такої діяльності залежать від його фізичних параметрів – швидкості, тривалості безперервної дії в одному напрямі, перенесенні частинок тощо. Діяльність вітру в атмосфері та гідросфері вивчають фізика атмосфери та гідрофізика. Усі види діяльності вітру, що формують єдиний природний

геологічний процес, на поверхні континентів у різних кліматичних зонах виявляються по-різному і мають певний набір властивостей. Сформовані відклади та форми рельєфу, що пов'язані з діяльністю вітру, називають *головими* (рис. 1.34).

Руйнівна діяльність вітру, що виявляється у видуванні пилових частинок і піщинок з продуктів фізичного звітрювання та слабо цементованих порід, відбувається завдяки двом процесам: видування (*вітрова ерозія*, або *дефляція*) та механічної обробки порід піщинками, або обточування (*коразія*). У природі дефляція та коразія виявляються одночасно і лише від співвідношення між ними залежить кінцевий наслідок руйнування (див. рис. 1.34). Дефляція виявляється у степах, пустелях і гірських районах. Вона відіграє провідну роль у формуванні кам'яних пустель, руйнуванні акумулятивних форм рельєфу. Процесам дефляції передують фізичне звітрювання, що руйнує міцні породи та послаблює структурні зв'язки в мінералах. Дефляція у пустелях створює ніші видування, а у скелях – виступи, карнизи, колони тощо. Найбільших розмірів дефляція досягає в разі тривалих буревіїв (вітрова ерозія), що переносять ґрунти на великі відстані, або перенесення разом із пилом ще й піску (пилові бурі). Після перенесення вітром пухкого матеріалу посилює фізичне (температурне) звітрювання в породах. Перенесення продуктів звітрювання, дефляції і коразії відбувається в повітряному потоці в завислому стані або перекочуванням по земній поверхні, унаслідок чого уламки зазнають обкатування під дією сили тертя.

В обох випадках перенесення залежить від швидкості вітру, форми рельєфу, розмірів продуктів звітрювання та однорідності повітряного потоку. Наприклад, вітер зі швидкістю 4,5–6,7 м/с переміщує частинки не більше 0,25 мм у діаметрі, за 11 м/с – не більше 1 мм; штормові (20 м/с) та ураганні (більше 30 м/с) вітри переносять каміння до 3–4 і навіть 8 см у діаметрі на відстань залежно від тривалості дії вітру одного напрямку. Загальна відстань перенесення вітром частинок гірських порід залежатиме від швидкості вітру (кінетичної енергії), сили висхідних потоків повітря, що піднімають частини гірських порід на певну висоту, і, відповідно, маси частинок. Сила вітру P , або тиск повітряного потоку на предмети, можна визначити за формулою $P = 0,25 \cdot v_{\text{в}}^2$, де $v_{\text{в}}^2$ – швидкість вітру. Існує шкала Бофорта (12 балів) – умовна шкала сили вітру.

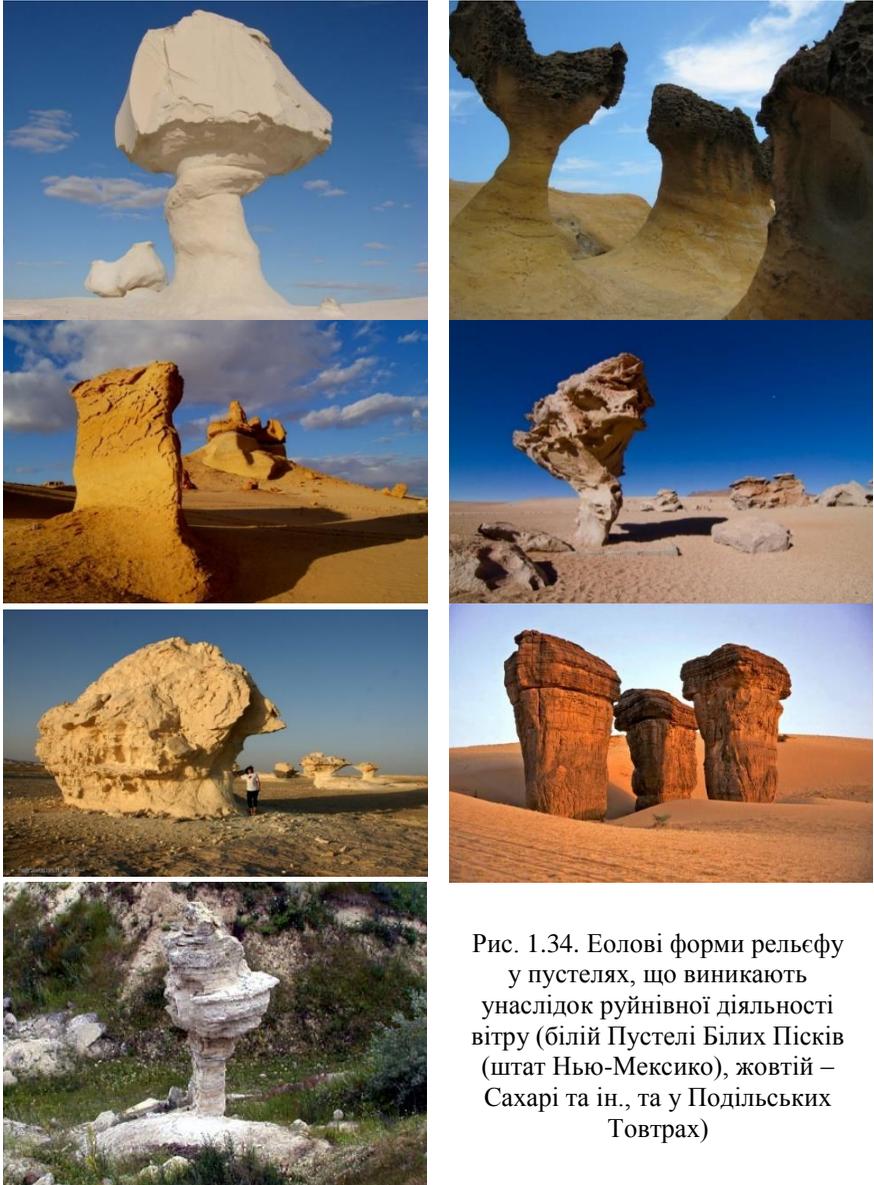


Рис. 1.34. Еолові форми рельєфу у пустелях, що виникають унаслідок руйнівної діяльності вітру (білій Пустелі Білих Пісків (штат Нью-Мексико), жовтій – Сахарі та ін., та у Подільських Товтрах)

Звідки ж береться енергія на процес дефляції та коразії?
 Кінетична енергія вітру – чим вона більша, тим більша його руйнівна діяльність. Кінетична енергія вітру залежить від багатьох кліматичних умов та зміни атмосферного тиску. Процес дефляції можна описати такою формулою: $E_k = \frac{mv_B^2}{2}$, де v_B – швидкість повітряної маси; m_B – маса потоку вітру. Зміна кінетичної енергії $\Delta E_{\text{кін}}$

йде на роботу з руйнування гірських порід: $A = p\Delta V$, де p – тиск, з яким вітер діє на породи; ΔV – руйнування певного об'єму гірських порід. Щоб відбулося руйнування порід вітром, необхідно, щоб тиск p дорівнював або був більшим від межі міцності порід σ_{\max} . Отже, процес дефляції, інтенсивний процес руйнування або перенесення певного об'єму гірських порід, можна записати так:

$$\Delta V = \frac{mv_{\text{в}}^2}{2\sigma_{\max}}.$$

Коразія, що є механічною обробкою гірських порід піщаними частинками, які переносяться з великою швидкістю і шліфують поверхню порід, виявляється на околицях гір і пустель. Дрібні продукти звітрювання під час руху в приземному шарі на висоті 1–3 м вдаряються об скельні породи, руйнують їх, згладжують і обточують або полірують поверхню, створюючи в них заглиблення різної форми та розмірів – ніші видування, грибоподібні утворення, стовпи та ін. (див. рис. 1.33, 1.34). Коразія призводить до зміни форми рельєфу через зміни обрисів та розмірів скель, окремих вершин. Фізична природа процесу коразії така: кінетична енергія повітряних мас вітру масою $m_{\text{в}}$ і швидкістю $v_{\text{в}}$ та кінетична енергія уламків масою $m_{\text{ул}}$ і швидкістю $v_{\text{ул}}$, що переносяться в повітряних масах, перетворюється на роботу з руйнування гірських порід та полірування їхньої поверхні:

$$E_{\text{к}} = \frac{m_{\text{в}}v_{\text{в}}^2}{2} + \frac{m_{\text{ул}}v_{\text{ул}}^2}{2} = \sigma_{\max}\Delta V.$$

Уявити масштаби перенесення гірських порід вітром можна в пустелях, де еолова акумуляція представлена барханами й барханними ланцюгами, та у вологих районах на узбережжі морів, рік, де формуються дюни й дюнні ланцюги (рис. 1.35, 1.36). Вони орієнтовані перпендикулярно до напрямку переважного вітру. Барханні і дюнні ланцюги є витягнутими хвилеподібними валами.

Висота барханів та дюн над ділянкою досягає, відповідно, 15–30 м, барханних ланцюгів – 60–90 м, рідше 300–500 м, дюнних хвиль – до 200 м. Вони переміщуються іноді зі швидкістю декількох десятків метрів за рік. Бархани і барханні ланцюги можуть мати поступальні рухи – під час зміни напрямку вітру вони піддаються незначним рухам то в один, то в інший бік. Дюни і дюнні ланцюги рухаються від берегів у бік материка. Найбільш суттєву роль вітер відіграє в зміні рельєфу на великих ділянках гірських і передгірських регіонів, у пустелях: червоній – Наміб, жовтій – Сахарі, бурій – Гобі, зеленій – Калахарі, білій – Пустелі Білих Пісків (штат Нью-Мексико).

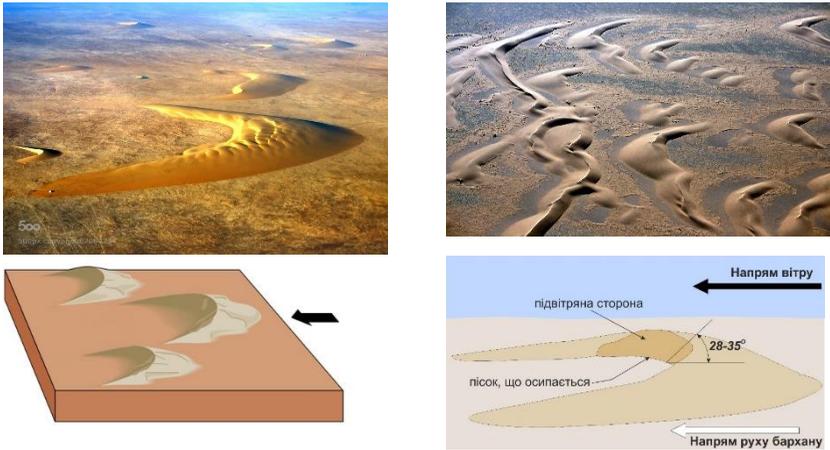


Рис. 1.35. Фотографії барханів і барханних ланцюгів та схематичне зображення основних їхніх частин

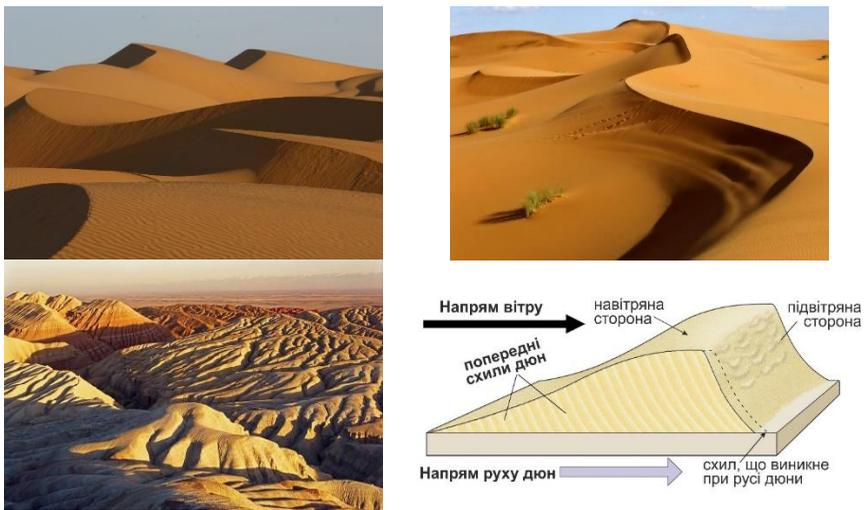


Рис. 1.36. Фото дюн у пустелях Сенегалу, Марокко, Казахстану та механізм їхнього утворення

1.3.1.3. Енергія (діяльність) текучих вод

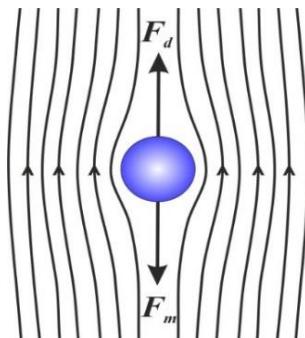
Основу поверхневої гідросфери формують поверхневі та підземні ріки, озера, болота, льодовики. Загальний об'єм води в них порівняно невеликий – близько 2,5 % від усього запасу в гідросфері, однак їхня геологічна та геофізична роль значна. Водні об'єкти тісно пов'язані між собою та атмосферою різними фізичними процесами – обміном водних мас, обміном енергією, теплотою.

Діяльність поверхневих текучих водних потоків. Важливу роль поверхневі тимчасові та постійні ріки відіграють у формуванні рельєфу земної поверхні, сприяють перенесенню тепла і вологи, особливо якщо вони перетинають декілька кліматичних поясів.

Річковий потік має кінетичну енергію E_k , яка витрачається на подолання сили тертя води F_T об русло, розмивання гірських порід, перенесення у завислому стані й волочіння по дну річкових відкладів (сила Стокса). **Закон Стокса** – закон, що відображає рівновагу уламків кулястої форми у вертикальному потоці рідини та в полі сили тяжіння: сила опору, з якою стикається тверда кулька радіусом R під час повільного рівномірного поступального руху зі швидкістю v_s (швидкість осадження частинок) у необмеженому в'язкому середовищі (або у ламінарному потоці) з коефіцієнтом динамічної в'язкості рідини η (рис. 1.37): $F_d = 6\pi R\eta v_s$ (формула “шести піруетів”). У разі зрівноваження сили тяжіння $F_{тяж}$ з силою Стокса F_d , що діє на кульку з боку потоку, швидкість осадження частинок у рідині:

$$v_s = \frac{2(\rho_t - \rho_p)}{9\eta} gR^2 \text{ (у річковому потоці).}$$

Рис. 1.37. Закон Стокса:
 F_d – сила Стокса;
 $F_{тяж}$ – сила тяжіння;
 сили F_d і $F_{тяж}$ зрівноважені)



Під час руйнування гірських порід річковий потік розробляє долину – заглиблює (глибинна ерозія) і розширює її (бокова ерозія). Інтенсивність ерозії в ріках відрізняється: у гірських переважає глибинна ерозія, а в рівнинних – бокова (рис. 1.38). Велика кінетична енергія E_k руху води, що притаманна гірським рікам, сприяє поглибленню річкового дна. Рівнинні ріки, навпаки, мають меншу кінетичну енергію, тому меандрують, вимиваючи з одного боку гірські породи під впливом течії та утворюють каньйоноподібні долини, наприклад, ріки Поділля (рис. 1.39).

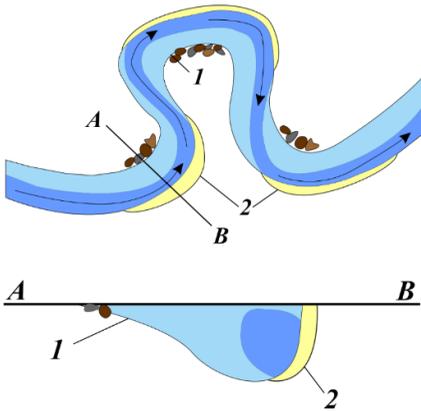
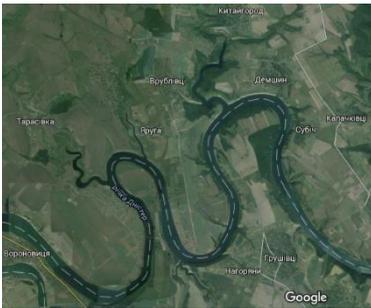


Рис. 1.38. Бокова ерозія у ріках, що меандрують на рівнинних ділянках (1 – нагромадження матеріалу; 2 – бокова ерозія)



a



б



в



г

Рис. 1.39. Ріки Поділля, що меандрують та утворюють каньйоноподібні долини: *a* – меандра р. Дністер на супутниковому знімку Google Maps; *б* – Дністерський каньйон; *в* – Смотрицький каньйон; *г* – каньйоноподібна долина р. Тернава (Китайгород)

Кінетична енергія E_k гірських рік одночасно з перенесеними в ній уламками порід сприяє утворенню уступів, які з часом перетворюються у водоспади. Прикладом є водоспад на р. Сукіль, Болехівщина, правій притоці р. Свічі (рис. 1.40, *б*). Якщо породи нестійкі до дії води, то водоспади на гірських ріках виробляють внизу

улоговину, розмір якої залежить від інтенсивності перетворення енергій (кінетичної E_k та потенціальної E_n) у роботу з руйнування гірських порід, з яких складене дно річки. Значна частина енергії гірських рік витрачається на те, щоб обкатати уламки зруйнованих гірських порід під час їхнього перенесення.

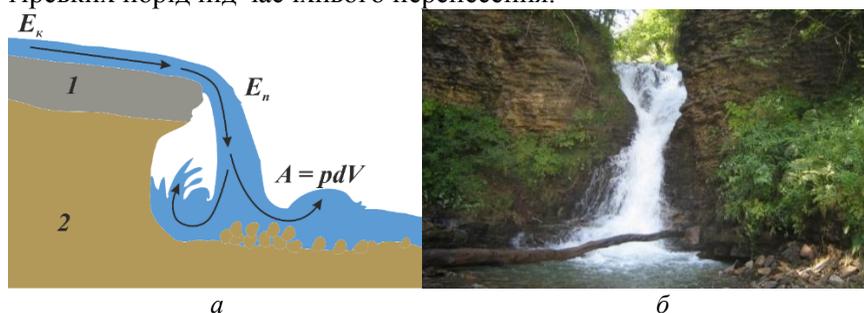


Рис. 1.40. Механізм утворення (а) водоспаду (із зазначеними енергіями та роботою; гірські породи: 1 – сильнозцементовані; 2 – слабозцементовані) та водоспад на р. Сукіль (б), що виробив улоговину

Діяльність підземних водних потоків. Підземні води містяться в порах і тріщинах порід у різних агрегатних станах, беруть участь у низці геологічних процесів і впливають на геофізичні поля. Циркулюючи в земній корі, вони одні мінерали розчиняють, інші – відкладають на своєму шляху в тріщинах. Вода бере участь в утворенні мінеральних тіл з відмінними фізичними властивостями. Фізико-механічні, теплові властивості гірських порід зумовлені вмістом у них вод різного походження та хімічного складу. Підземні води беруть участь у перенесенні тепла, газів, процесах магматизму, метаморфізму, є динамічним природним розчинником, сильним каталізатором. Їхня діяльність призводить до суттєвих змін навіть у геологічному масштабі – виникнення карсту, суфозій, осувів, грязьових вулканів.

Карст – процес розчинення та руйнування гірських порід підземними (закритий карст) та поверхневими (відкритий карст) водами з винесенням розчинених речовин з карстового масиву (рис. 1.41). Він поширений у вапняках (карбонатний карст), гіпсах (гіпсовий карст) та кам'яній солі (соляний карст). Карстові процеси зумовлені геоструктурними та літологічними особливостями, морфологічним положенням карстувального масиву, наявністю нестійких до руйнування гірських порід. Карстові процеси приводять до утворення характерних форм рельєфу – карів, лійок, проваль, печер та ін. (див. рис. 1.41). У карстових порожнинах можливий витік води з водосховищ, газу з газосховищ.



а



б



в



г

Рис. 1.41. Український (а – печера Оптимістична (Тернопільщина), б – печера Млинки (Чортківський район, Тернопільщина) та Ясовський (в – Ясовська печера, г – печера Доміца) карст

Суфозія – процес винесення підземним водами твердих частинок з гірських порід механічним способом, що розвивається порівняно довго (роки, десятки років). Суфозія може різко змінювати водопроникність порід і спричиняти значні потоки води у будівельні котловини, підземні виробки.

Грязьові вулкани – геологічний процес, що супроводжується виверженням рідкої грязі з надр на поверхню Землі. Грязьовий вулканізм за формою прояву подібний до магматичного. Горючі гази нафтових покладів (наприклад, метан), що піднімаються вгору уздовж тектонічних розривів або розломів, натрапляють на розріджені напірні підземні води, у яких розчинені глинисті брекчії, та виносять їх на земну поверхню у вигляді грязьових фонтанів. Головною причиною формування таких вулканів є високий тиск нафтових газів, проте без підземних вод, що утворюють грязь, вони б не сформувалися.

1.3.1.4. Енергія вод морів, океанів, озер

Моря, океани, озера активно взаємодіють з сушею, руйнують породи берегів і океанічного дна, перетворюють весь матеріал, що

надходить з суші у вигляді завислих та донних відкладів, у осадові породи літосфери (понад 70 %). З рухом морської води, особливо з руйнівною діяльністю хвиль, пов'язана *абразія*. Абразію характеризують три чинники: гідравлічні удари хвиль, удари і тертя гірських порід, що захоплені хвилюванням, хімічна дія води. Найінтенсивніше ці процеси виявляються біля крутих скельних берегів. Спочатку виникає невелике заглиблення біля підшви берегового схилу, яке переростає в нішу (рис. 1.42). Подальше збільшення ніші спричиняє руйнування її покрівлі з утворенням крутизни схилу та повторення процесу. Зруйнований матеріал зазнає транспортування, поступового дроблення й обкатування, перетворюючись у гальку, гравій, пісок.

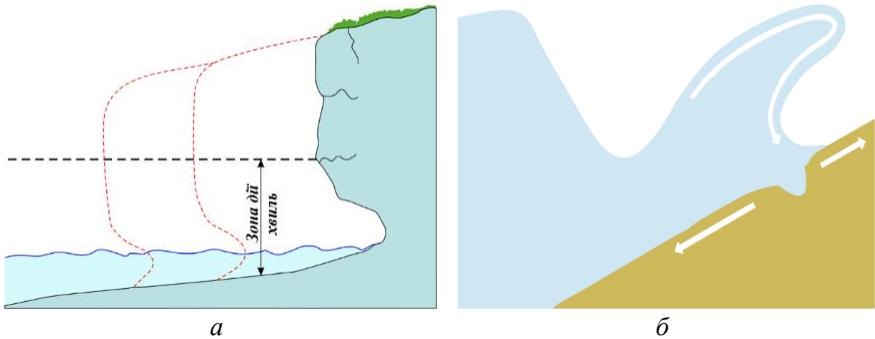


Рис. 1.42. Абразія, або руйнівна діяльність моря (а), що виникає внаслідок руйнівної діяльності морських хвиль (б)

Руйнуванню порід сприяє висока мінералізація води. Абразія залежить від швидкості та напрямку вітру, висоти й енергії хвиль, складу (петрофізичних властивостей порід) та нахилу пластів, конфігурації берегів. Інтенсивніше руйнування відбувається тоді, коли падіння пластів порід направлене в бік материка і коли в геологічному розрізі чергуються стійкі та менш стійкі до руйнування породи тощо. Унаслідок взаємодії морів та океанів з суходолом виникають певні форми рельєфу, наприклад, берегове урвище, або кліф (див. рис. 1.42).

Хвилювання води – наслідок порушення рівноваги рівневої поверхні й одночасне відновлення цієї рівноваги під дією сили тяжіння. Основна причина хвилювання на поверхні океану – вітер. Крім того, хвилювання може бути спричинене різкою зміною атмосферного тиску, різницею атмосферного тиску над частинами водного басейну, землетрусами, виверженням вулканів, припливно-відпливними силами. Найпоширенішими хвилями на поверхні океанів і морів є *вітрові*. Висота вітрових хвиль у відкритій частині

океану становить 4,0–4,5 м, довжина – не більше 300 м; у морях максимальна висота не перевищує 9 м, довжина – 150 м. Вітрові хвилі поширюються також на глибину, чим довша хвиля, тим глибше проникає хвилювання, і навпаки. Глибину, на якій хвилювання загасає, можна визначити за висотою і довжиною хвилі на поверхні та співвідношенням зміни хвилі з глибиною (табл. 1.2).

Таблиця 1.2

Зміна висоти хвилі зі зміною глибини

Глибина (у частках довжини хвилі λ)	Висота хвилі H	Глибина (у частках довжини хвилі λ)	Висота хвилі H
0	H	$-\frac{5}{9}\lambda$	$\frac{H}{32}$
$-\frac{1}{9}\lambda$	$\frac{H}{2}$	$-\frac{6}{9}\lambda$	$\frac{H}{64}$
$-\frac{2}{9}\lambda$	$\frac{H}{4}$	$-\frac{7}{9}\lambda$	$\frac{H}{128}$
$-\frac{3}{9}\lambda$	$\frac{H}{8}$	$-\frac{8}{9}\lambda$	$\frac{H}{256}$
$-\frac{4}{9}\lambda$	$\frac{H}{16}$	$-\frac{9}{9}\lambda$	$\frac{H}{512}$

Під час землетрусів, підводних вивержень виникають сейсмічні хвилі – *цунамі*. Цунамі поширюються в напрямі, перпендикулярному до лінії скиду, зі швидкістю, пропорційною до глибини океану: $v = 360\sqrt{H}$, де v – швидкість поширення цунамі, км/год; H – середня глибина, км.

1.3.1.5. Енергія (діяльність) льодовиків

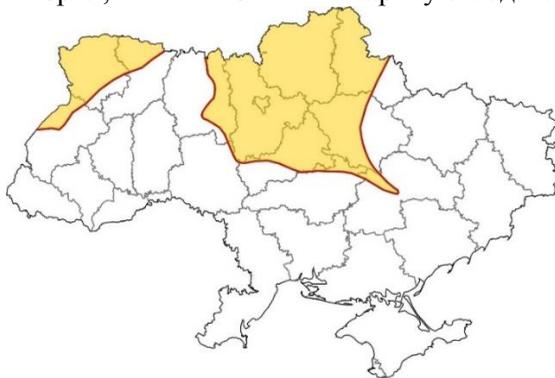
Льодовики – природні маси кристалічного льоду, що перекриті ущільненим снігом (*фірном*). Вони утворюються внаслідок тривалого нагромадження снігу і дії від’ємних температур.

Фізична природа руху льодовика. Рух льодовика відбувається завдяки дії сили тяжіння та власної маси і супроводжується низкою геологічних процесів. Пластичний рух льодовика, що простежується в нижній його частині, можливий тільки в разі значної потужності льоду, що створює навантаження на його нижні шари. Під час руху гірських льодовиків, де схили підльодовикового

ложа дуже круті, крім пластичного руху, важливе значення має сила тяжіння. Найбільша швидкість руху властива центральній частині льодовика, а на краях і в придонних частинах вона зменшується внаслідок тертя об корінні породи. Залежно від зміни крутості схилу та швидкості руху поверхня льодовика покривається безліччю тріщин, тобто через зміну напружень у різних його частинах поверхня починає розколюватися.

Під час руху льодовика відбувається перенесення та волочіння уламків породи, різних за формою, розмірами (від великих брил до найтонших глинистих часток) та складом. Інтенсивного руйнування льодовики зазнають у разі великої товщини льоду, що створює величезний тиск на підльодовикове ложе. Під час його руху відбувається виривання різних блоків і шматків гірських порід, їхнє дроблення, обточування. Переміщення льодовиків і їхня руйнівна діяльність (*екзарація*) приводить до виникнення певних деформацій (*гляціодислокації*) у вигляді розривів, відривів окремих брил, вигинів і зім'яття шарів у складки.

Рис. 1.43. Льодовик в Україні під час так званого дніпровського зледеніння (показані межі поширення льодовика)



Вертикальні рухи земної кори можуть відбуватися внаслідок дії не тільки внутрішніх, а й зовнішніх сил Землі. Причиною таких рухів може бути і льодовик. В антропогені відбулося загальне охолодження й осушення клімату, що призвело до кількох льодовикових епох у Європі. Найбільше – дніпровське зледеніння – поширилося на значну частину території України (рис. 1.43). Під тиском величезної маси льодовика земна кора України опускалася, тоді як у післяльодовикову епоху, ніби “зітхнувши з полегшенням”, вона піднялася (принцип ізостазії; рис. 1.44). Незважаючи на опускання земної кори, Чорне море не захопило півдня України. Навпаки, його рівень був більш ніж на 100 м нижчий, ніж нині, оскільки під час зледеніння воно втратило зв'язок із Середземним морем і не отримувало притоку річкової води із замерзлого

суходолу. Шар снігу є добрим термічним ізолятором, який захищає землю від промерзання. Проте внаслідок збільшення площі зледеніння відбувається зниження нульового балансу твердих атмосферних опадів, що призводить до похолодання та зменшення випаровування вологи з земної поверхні.

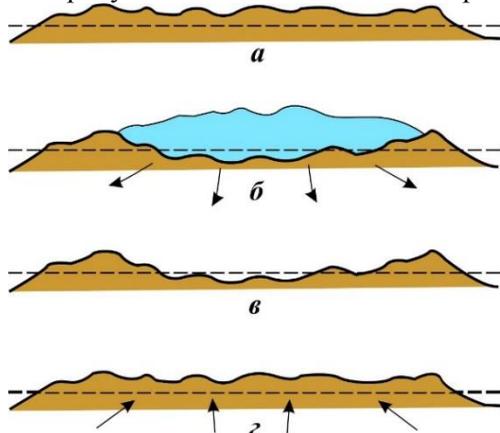


Рис. 1.44. Опускання поверхні в разі зледеніння і підняття (відновлення первинного положення) після зникнення льодовикового покриву: а – до зледеніння; б – опускання поверхні внаслідок льодовикового навантаження; в – форма поверхні після танення льодовика, однак до початку післяльодовикового підняття; г – форма поверхні після відновлення положення

1.3.1.6. Енергія гравітаційного поля. Гравітаційні явища та процеси. Механізм формування лавин

Наслідком сил гравітації є гравітаційні явища і гравітаційні процеси. Гравітаційні явища – переміщення гірських порід під впливом сили тяжіння з подальшим руйнуванням та нагромадженням у вигляді грубоуламкових відкладів. У гравітаційних процесах беруть участь екзогенні, ендегенні й техногенні чинники: механічне звітрювання, порушення та послаблення зчеплення між окремими шарами гірських порід під впливом атмосферних опадів, поверхневих та підземних вод, вимивання окремих мінералів та порід під землею, вимивання порід з основи схилу ріками внаслідок абразії, формування підземних порожнин, урвищ або крутих схилів на поверхні Землі, землетруси, вибухи, кар’ерна виробка. Дія цих чинників призводить до порушення стійкості рівноваги гірських порід та їхнього руху, головну роль у яких відіграє сила тяжіння та вода (*аквальний чинник*). Гравітаційні явища відрізняються за поширенням, енергією, об’ємом товщ гірських порід, що переміщуються, і неоднаковою роллю сили тяжіння та води під час їхнього формування.

Гравітаційними явищами є осуви (рис. 1.45) та снігові лавини (рис. 1.46). Вони виникають під дією сили тяжіння в горах, що мають урвисті схили. Відрив товщ гірських порід відбувається по

тріщинах різного походження (фізичного звітрювання, діяльності водних потоків, землетрусів, потужних техногенних вибухів). На інтенсивність цих процесів основний вплив мають атмосферні опади (їхня кількість, характер випадання), кути нахилу поверхні, неотектонічна активність, геологічна будова, наявність лесових і піщаних порід, що легко зазнають розмивання, антропогенна діяльність.

Рис. 1.45. Осувні процеси у Карпатах внаслідок підмивання берегів ріками



Снігові лавини. У гірських районах (Альпах, Карпатах, Кавказі) товщі снігу нагромаджуються на схилах і утворюють значні маси, які часто перетворюються на *снігові лавини* (див. рис. 1.46).

Фізична природа руху снігової лавини. Снігова лавина – швидкий раптовий рух великої товщі снігу та льоду, що переміщається або зісковзує по крутих схилах гір (аналогічно осуванню) і досягає швидкості 70–100 км/год. Падіння лавин супроводжується утворенням *передлавиної повітряної хвилі*, що спричиняє найбільше руйнування – у деяких випадках об’єкти були перенесені та зруйновані, перш ніж фронт лавини досягнув їх. Наприклад, у разі сходження сухої лавини виникає повітряна хвиля, сила удару якої може сягати 50 т на 1 м². Для порівняння: дерев’яний будинок витримує удар не більше 3 т на 1 м², натомість удар силою 10 т на 1 м² вивертає з корінням столітні дерева.

Лавина виникає під час порушення стійкості снігу на схилі під впливом певних метеорологічних явищ і процесів усередині снігової товщі за певних умов рельєфу і рослинності. Утворенню лавини передує період підготовки снігової товщі до руху, що триває в різних умовах від декількох місяців (десятиліть) до декількох годин. Іншими причинами порушення стійкості снігу є землетруси, вибухи, звук. Нещодавно причиною сходження лавини з гори Еверест став найпотужніший за останні 80 років землетрус у Непалі, магнітудою 7,9 бала за шкалою Ріхтера. Епіцентр землетрусу був за 82 км на північний захід від Катманду. Така лавина, що зійшла з г. Еверест 25.04.2015 р. виникає нечасто, проте є дуже нищівною.

Снігові лавини поширені в усіх горах, де формується сніговий покрив і схили мають крутість понад 15° . На схилах понад 50° сніг не затримується і лавини не виникають. Схили з кутом 20° стають лавинонебезпечними за умови, що висота снігу перевищує 30 см, а довжина відкритого схилу – понад 100–500 м. Під час сходження лавина може збільшити свій об'єм, залучаючи до руху щоразу нові маси снігу. Об'єм лавин коливається від кількох до мільйонів метрів кубічних снігу, відомими є випадки сходження лавини, об'єм якої сягав 3 млн m^3 .

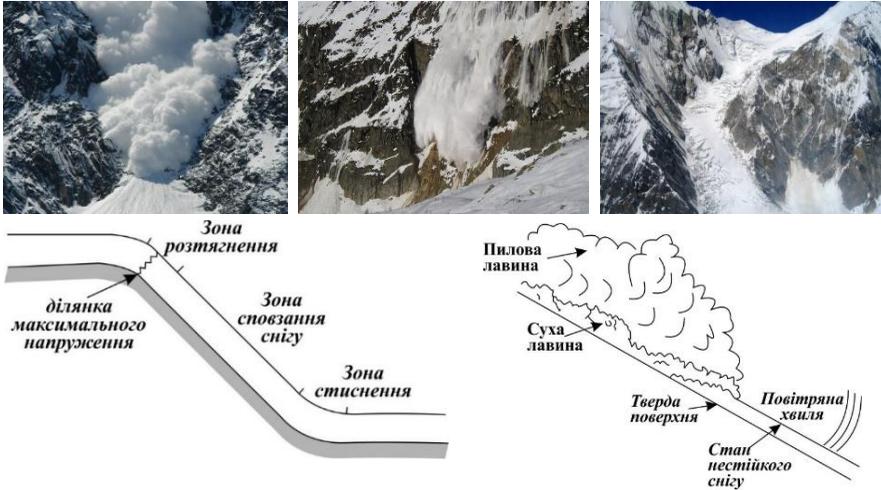


Рис. 1.46. Сходження снігових лавин з гір, схеми їхнього руху

Цікава інформація. Снігові лавини в Карпатах. У Карпатах відомо більше двохсот лавинних урочищ. Об'єм снігу в одній лавині досягає 200–300 тис. m^3 . У Карпатах є особливо сприятливі умови для сходження лавин – випадання великої кількості снігу в зимовий період, що спричиняє раптовий приріст висоти снігового покриву до 30 см. Узимку сходять сухі лавини, а навесні – мокрі та змішані. Найбільш лавинонебезпечні в Карпатах гірські масиви Чорногори, Свидовця, Горганів, а також на полонинах Красна, Боржава, Рівна. Особливо загрозованими є північно-східні схили, куди західні та південно-західні вітри наносять великі маси снігу, що за крутості схилу 30° не можуть утриматися і зриваються вниз по схилу з великою швидкістю. Узимку 1968 р. лавина об'ємом 200 тис. m^3 , зійшла по схилах полонини Пожижевської і зруйнувала 800 м рідколісся. Подібні лавини сходили 1929 р. на Говерлі, 1932 р. на Квасівському Менчулі. Вони рухалися з великою швидкістю і руйнували на своєму шляху все.

Лавина починає рухатися в тому випадку, коли складові сили ваги снігового покриву в напрямі схилу перевищують силу зчеплення кристалів снігу між собою. Загалом процес сходження лавини (снігового осування) можна описати декількома кроками: 1) у верхніх шарах снігового покриву температура знижується до -10 чи

-20 °C; 2) у товщі снігу, що прилягає до землі, зберігаються температури, близькі до 0 °C (близько 2 °C), що спричиняє різницю в температурах між верхніми і нижніми шарами снігу; 3) у нижніх шарах снігу починається випаровування і цей процес призводить до того, що між нижнім і верхнім шарами втрачається стійкість (зменшується коефіцієнт тертя, “зчеплення”); 4) верхній шар снігу втрачає опору і починає сповзати; 5) формується лавина. Лавини виникають тільки в тому випадку, якщо нагромадження снігу відбувається на крутих схилах (від 15° та вище). Особливо небезпечні схили, що мають крутість 30–35°.

Моделі сходження лавин можна розділити на два основні типи: моделі лавин, що сповзають по похилій площині (*лавини зі снігу, який щойно випав*), і моделі лавин, що пролітають у повітрі над землею (*лавини хуртовинного типу*). Часто реальні снігові лавини мають змішаний характер повітряних і сповзаючих лавин. Стабільність снігового покриву визначена такими параметрами: рельєфом місцевості (нахил та експозиція схилу, твердість поверхні схилу, крутість та кривина стартової зони); погодними умовами: вітер, вік снігу – свіжий чи застарілий, дощ, вологість повітря, структура снігу.

Сповзання лавини. Для того щоб почати рух після відриву, снігова дошка повинна подолати силу статистичного тертя об поверхню її ложа (*ковзання*). Опір тертю часто настільки великий, що запобігає руху лавини, і в цьому випадку про відрив лавини свідчать тільки тріщини на сніговій лавині. Унаслідок подолання статистичного тертя відбувається рух лавини, снігова дошка розламується на блоки, які швидко набувають прискорення. Рівняння руху снігового блоку можна записати так: $ma = mg\sin\alpha - \mu mg\cos\alpha$; $\Rightarrow a = dv/dt$, де m – маса блоку; a – прискорення; g – прискорення вільного падіння; α – кут схилу; μ – коефіцієнт кінематичного тертя між блоком та поверхнею його ложа, тобто коефіцієнт, що залежить від твердості шляху. Про коефіцієнти тертя лавини відомо мало: коефіцієнт статистичного тертя змінюється від 0,3 до 0,6, а кінетичного – від 0,2 до 0,5. Коефіцієнт кінетичного тертя зменшується зі збільшенням швидкості.

Швидкість лавини. Швидкість руху фронту лавини залежить від основи, на якій лежить сніг, крутості схилу, стану і розмірів снігової маси, тобто від її типу. Середня швидкість руху лавин – близько 20–30 м/с. Швидкість лавини визначена складовою сили тяжіння, що діють паралельно до схилу. Однак на лавину діє також низка сил, що запобігають руху: 1) кінетичне тертя поверхні ложа,

яке зменшується зі зменшенням швидкості; 2) сили пластичного зсуву в снігу, що рухається, пропорційні до швидкості; 3) турбулентний опір на ложе (подібне до турбулентного опору потоку рідини), пропорційний до швидкості; 4) опір повітря вздовж фронту у верхній частині лавини; 5) опір снігового покриву, що з'явився на шляху руху лавини.

Загалом швидкість снігової лавини можна виразити так:

$$v_{\max} = \sqrt{2gH - 2gl\mu\cos\alpha},$$

де H – висота гори; l – довжина по схилу від підніжжя до вершини; μ – коефіцієнт тертя; α – кут схилу.

Нижче наведено приклади розв'язання деяких задач.



26. Визначити силу осування F_{oc} порід на схилі гори та прискорення, з яким воно рухається. Розрахувати, за якої умови (за якого значення коефіцієнта тертя μ) відбудеться осування товщі осадових гірських порід зі схилу, якщо його висота – h , а крутість – α .

Вихідні дані: H – висота гори; α – кут схилу;
 μ – коефіцієнт тертя

Знайти: F_{oc} – ?

Розв'язок (рис. 1.47): сила осування дорівнюватиме різниці сили скочування та сили тертя:

$$F_{oc} = F_{ск} - F_T$$

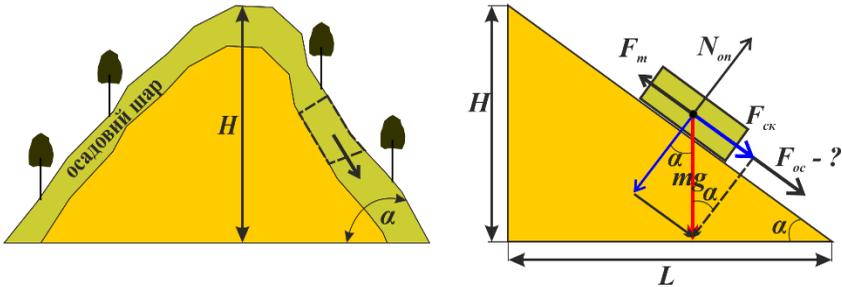


Рис. 1.47. Осування товщі гірських порід на схилі гори

$F_{oc} = ma$ (m – маса осадового шару, з якого складена гора; a – прискорення);

$$F_{ск} = mg \sin \alpha$$

$$F_m = \mu N = \mu mg \cos \alpha \quad (\mu \text{ – коефіцієнт тертя; } N \text{ – реакція опори})$$

$$F_{oc} = ma = mg \sin \alpha - \mu mg \cos \alpha$$

$$a = g (\sin \alpha - \mu \cos \alpha)$$

Коли сила скочування буде більшою від сили тертя $F_{ск} > F_m$, і тіло набуде прискорення, то відбудеться осування схилу гори:

$$mg \sin \alpha > \mu mg \cos \alpha$$

$$\mu < \frac{\sin \alpha}{\cos \alpha}; \mu < \operatorname{tg} \alpha$$

Знаючи довжину від підніжжя гори до вершини L , яку можна взяти з карти, та висоту гори H отримасмо: $\operatorname{tg} \alpha = H/L$.

У випадку $\mu < \operatorname{tg} \alpha < H/L$ відбудеться осування гірських порід на схилі гори; при $\mu = \operatorname{tg} \alpha = H/L$ – стан нестійкої рівноваги схилу; при $\mu > \operatorname{tg} \alpha > H/L$ – схил перебуває у стані стійкої рівноваги, тому осування порід не відбудеться.



27. Розрахувати, який максимальний тиск повинна витримати бетонна опора, щоб унеможливити осування

Вихідні дані: H – висота гори; L – довжина від підніжжя до вершини; α – кут схилу

Знайти:
 P – ?

Розв’язок (рис. 1.48): $P = \frac{F}{S}$, де F – сила, з якою схил тисне на опору площею S , м²; $F = N_{\text{оп}} = F_{\text{ос}}$.

$$F_{\text{ос}} = ma = mg \sin \alpha - \mu mg \cos \alpha \text{ (див. задачу 1)}$$

$$m = \rho V = \rho Sl$$

$$P = \frac{\rho Slg(\sin \alpha - \mu \cos \alpha)}{S} = \rho lg(\sin \alpha - \mu \cos \alpha)$$

Враховуючи також, що $l = \sqrt{H^2 + L^2}$ або $l = H \sin \alpha$

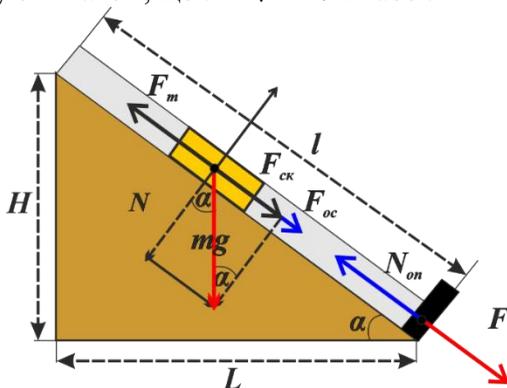


Рис. 1.48. Осування на схилі з бетонною опорою



28. Знайти швидкість сходження снігової лавини, що сповзає, біля підніжжя гори.

Лавина може сходити внаслідок багатьох причин. Однак найпоширенішими є ті, що сходять природно внаслідок того, що між нижнім і верхнім шарами втрачається стійкість (зменшується “зчеп-

лення», коефіцієнт тертя) через різницю температур двох шарів: верхній шар має низьку температуру (від -10 до -20 °C), тоді як нижній шар, що прилягає до землі, є теплішим (близько -2 °C) і в ньому починається випаровування, що й призводить до сходження лавин.

Вихідні дані: H – висота гори;

l – довжина по схилу від підніжжя до вершини;

α – кут схилу

Знайти:

v_{\max} – ?

Розв’язок (рис. 1.49):

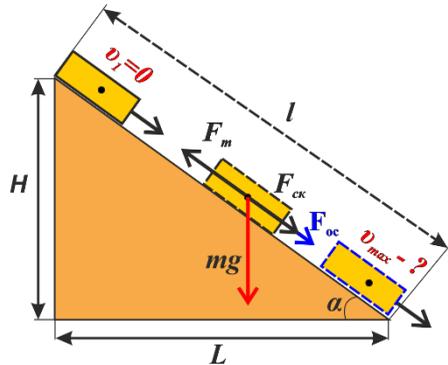
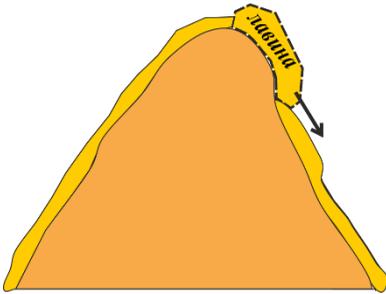


Рис. 1.49. Сходження снігової лавини (до задачі 28)

$$A = \Delta E_k; \Delta E_k = \frac{mv_{\max}^2}{2} - 0$$

$$A = F_{oc} l = (mg \sin \alpha - \mu mg \cos \alpha) l \text{ (див. задачу 26)}$$

$$A = mgl (\sin \alpha - \mu \cos \alpha).$$

Якщо $H = l \sin \alpha$, то тоді $A = mgH - \mu mg \cos \alpha$

$$mgH - \mu mg \cos \alpha = \frac{mv_{\max}^2}{2} \Rightarrow v_{\max} = \sqrt{2gH - 2g\mu \cos \alpha}$$



29. Визначити на якій глибині загасає хвилювання, зумовлене вітром, якщо хвиля на поверхні має висоту 4 м, а довжину 90 м.

Вихідні дані: H – висота хвилі, 4 м;

λ – довжина хвилі, 90 м.

Знайти:

H_3 – ?

Розв’язок: обчислюємо висоту хвиля на певних глибинах. Глибині $4/9 \lambda$, або 40 м, відповідає висота хвилі $H/16 = 0,25$ м. Глибині $5/9 \lambda$, або 50 м, відповідає висота хвилі $H/32 = 12,5$ см. Глибині $6/9 \lambda$, або 60 м, відповідає висота хвилі $H/64 = 6,25$ см.

Хвилювання практично загасає на глибині 50 м, бо висота хвилі на цій глибині є всього 12,5 см.



30. За який час під водоспадом висотою H_p утвориться улоговина циліндричної форми діаметром d та глибиною h у породах, що мають межу міцності σ_m .

Вихідні дані: H_p – висота водоспаду; d – діаметр улоговини; h – висота улоговини; σ_m – межа міцності порід; V_v – дебіт води, $l \text{ м}^3$ за 1 с

Знайти:
 t – ?

Розв'язок (рис. 1.50):

$$\Delta E_n = A \text{ (робота з руйнування порід); } \Delta E_n = mgH_p$$

$$A = P\Delta V, \text{ де } P \text{ – тиск, що дорівнює межі міцності порід } \sigma_m;$$

$$\Delta V = \frac{\pi d^2}{4} h, \text{ тоді } A = \sigma_m \frac{\pi d^2}{4} h.$$

$$mgH_p = \sigma_m \frac{\pi d^2}{4} h$$

$$m_s (1 \text{ с}) \cdot t \cdot gH_p = \sigma_m \frac{\pi d^2}{4} h, \text{ де } m_s$$

$$(1 \text{ с}) = \rho_v V_v (1 \text{ с})$$

$$t = \frac{\sigma_m \frac{\pi d^2}{4} h}{\rho_v V_v g H_p}$$

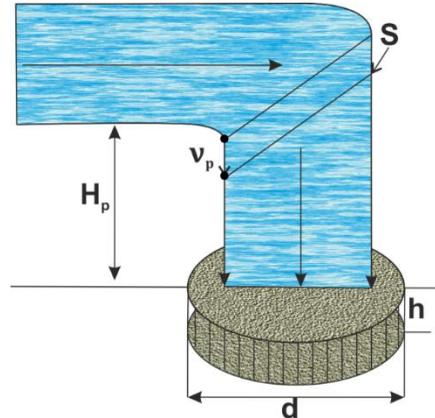


Рис. 1.50. Утворення котловини під водоспадом (до задачі 29)

Або $m_s (1 \text{ с}) = \rho_v S v_p$, де v_p – швидкість ріки, S – поперечний переріз:

$$t = \frac{\sigma_m \frac{\pi d^2}{4} h}{\rho_v S v_p g H_p}$$



Завдання для самостійної роботи та самоконтролю

1. Назвати джерела енергії для проходження екзогенних та ендогенних процесів?
2. Перелічити і пояснити процеси в геологічних середовищах, що відбуваються з виділенням, поглинанням енергії або одночасно з виділенням і поглинанням енергії (ендотермічні, екзотермічні).
3. Що таке звітрювання і звідки береться енергія на руйнування гірських порід?
4. Які фізичні процеси є в основі фізичного звітрювання? Охарактеризувати їх детальніше.
5. Як поводить себе вода під час замерзання у тріщинах гірських порід з додатної до від'ємної температури? Чому вода руйнує породу? Намалювати відповідні схеми.

6. Чому гірські породи різного складу звітряються по-різному? Чим з фізичного погляду це можна пояснити?
7. Охарактеризувати геологічну діяльність вітру. Визначити, які фізичні явища та процеси є ключовими під час різних видів еолової діяльності.
8. Що таке дефляція, її фізична природа?
9. Що таке коразія? Дати характеристику цього процесу з фізичного погляду.
10. Намалювати схему бархана і пояснити механізм його утворення.
11. Що таке тафони? Де і як вони утворюються? Чому?
12. Що таке шеврони і за яких умов вони утворюються?
13. Що таке сила Стокса? У яких геологічних процесах вона відіграє ключову роль?
14. Звідки береться енергія для руйнування гірських порід льодом?
15. Скільки часу треба, щоб лід розтанув, якщо Сонце весь час гріє?
16. Спробувати обчислити, за скільки часу річка вгризається в берег, якщо вона рухається на північ, залежно від порід, з яких складене її русло.
17. Назвати ріки Поділля, які найінтенсивніше утворюють каньйоноподібні долини? Чому (фізичні й геологічні аспекти)?
18. Яка ерозія характерна для річок, що течуть на різних ділянках земної кори? Пояснити з фізичного погляду?
19. Пояснити механізм утворення водоспаду з погляду дії фізичних процесів.
20. Доки льодовик дійшов на територію України під час останнього зледеніння. Що б він спричинив, якби продовжував рухатися далі і лежав тривалий час?
21. Визначити, на якій глибині загасає хвилювання, зумовлене вітром, якщо хвилі мають: а) $H = 5$ м, $\lambda = 120$ м; б) $H = 6$ м, $\lambda = 126$ м; в) $H = 8$ м, $\lambda = 225$ м (користуючись даними табл. 1.2).
22. Обчислити швидкість поширення цунамі (км/год) за середньої глибини $H = 360$ м, 1210 м, 4000 м.

1.3.2. Процеси внутрішньої динаміки (ендогенні)

Ендогенні процеси відбуваються в глибоких шарах земної кори та у верхній мантії під впливом внутрішньої енергії Землі, яка є основною енергією для структуроутворювальних процесів. Основні процеси, що можуть її формувати, – гравітаційна диференціація земної речовини, розпад радіоактивних елементів, взаємодія Землі та Місяця. На ранніх етапах розвитку Землі

головним джерелом енергії була гравітаційна диференціація речовини. Вивільнена енергія реалізувалася у вигляді кінетичної енергії конвективних рухів земної речовини, теплового випромінювання, додаткового стиснення земних надр. Найактивніше процес диференціації відбувався в ранньому докембрії, поступово і нерівномірно знижуючись у фанерозої. Іншим енергетичним джерелом є тепло радіоактивного розпаду. Найбільші концентрації радіоактивних елементів містяться в земній корі в гранітному шарі, який може бути джерелом теплових потоків, значно менші – у мантії, а в ядрі їх нема. Провідну роль в ендегенних процесах відіграють тектонічні рухи, які переміщують плити та блоки порід, формують різноманітні розломи, прогини і підняття.

Магматизм та вулканізм. *Магматизм* – це комплекс ендегенних геологічних процесів, пов'язаних з формуванням і рухом магми до поверхні Землі, утворенням магматичних гірських порід з магми, що виникає в мантії або у межах земної кори за певних значень температури й тисків. Залежно від характеру руху магми і проникнення в земну кору магматизм поділяють на поверхневий – вулканізм (ефузивний магматизм), і глибинний – плутонізм (інтрузивний магматизм), що характеризує процеси руху магматичних розплавів у ослаблених зонах земної кори, заповнення ними тріщинуватого та порового простору, кристалізацію та формування глибинних гірських порід. Ці два процеси є невід'ємними частинами ендегенного процесу еволюції та динаміки магматичного розплаву.

Основними видами внутрішньої енергії *для магматичних процесів* є: 1) потенціальна енергія, що враховується в разі зміни рівня лави у вулканах під час виверження; 2) кінетична енергія виверження, визначена швидкістю і масою вулканічних продуктів, що викидаються з кратера; 3) термальна енергія, яка визначена кількістю тепла, що є в лаві, вулканічних уламках і газах; 4) сейсмічна енергія та енергія повітряних хвиль, що визначені зміщенням ґрунту і зміною тиску повітря.

Енергію магматичних вогнищ характеризують кількістю енергії певної одиниці об'єму магми, що визначена, по-перше, кількістю тепла, яке ця магма може віддати в процесі охолодження, і, по-друге, сумою тисків парів, які з'являються під час охолодження і пропорційні до початкового вмісту газу в магмі. Основну роль у виникненні інтрузивних тіл відіграє тиск. Наприклад, виникнення грибоподібних тіл – лаколітів – пов'язане з переважанням

гідростатичного тиску магми над літостатичним в останній момент її вторгнення.

Коли континентальна та океанічна плити зіштовхуються, то щільніша тонша океанічна занурюється під менш щільнішу континентальну. Океанічна плита опускається вниз у мантію – цей процес відомий як *субдукція* (рис. 51 а). Океанічна кора, що опускається нижче, де панують вищі температури, починає нагріватися. На глибині близько 160 км температура стає такою, що зумовлює часткове плавлення гірських порід, з яких складається плита. Таке часткове плавлення спричиняє магматичні вогнища, що є менш щільними, ніж навколишні мантіїні породи. Магматичні вогнища починають підійматися вгору по розривах різного рангу і формують магматичні камери. Магматичне вогнище, що підіймається на поверхню без затвердіння магми, призводить до виверження вулканів.

Така ж ситуація виникає, коли стикаються дві океанічні плити. Зазвичай давніша і щільніша океанічна кора занурюється під молодшу. Магматичне вогнище формується на глибині й породжує вулкани, що з часом виростають і утворюють ланцюги островів. За подальшого занурення однієї плити під іншу вогнище теж переміщується, і часто простежується така ситуація, що на давніх ланцюгах островів виверження відбуваються рідше, натомість на відстані від них – частіше (див. лівіше від рис. 51 б до лінії I–I).

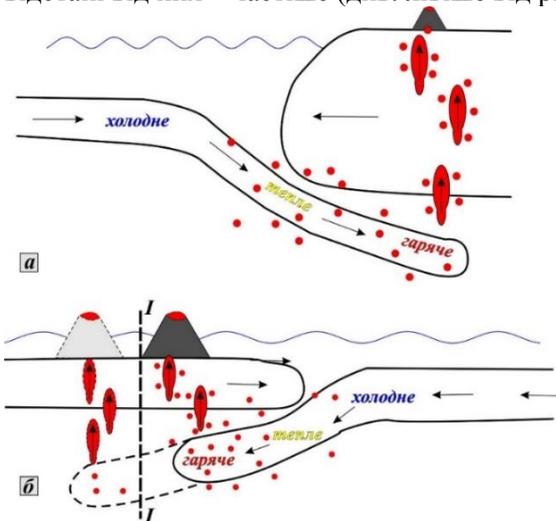


Рис. 51. Магматичні вогнища на конвергентних межах океанічної та континентальної – субдукція (а), та двох океанічних (б) плит (за лінією I–I ліворуч показана ділянка з утворенням нових островів унаслідок занурення океанічної кори під іншу океанічну)

Більшість вулканів розташована на окраїнах літосферних плит. Уздовж світової системи океанічних хребтів відбуваються безперервні вулканічні виверження, завдяки яким постійно

формується базальтова океанічна кора товщиною приблизно 6 км. Вулканізм простежується не тільки на межах, а й у внутрішніх частинах плит (Гавайські острови). Діючі вулкани розташовані в кінці ланцюга островів і підводних гір, який тягнеться аж до Алеутських островів. У напрямі на південний схід вивержені породи є щораз молодшими. Згідно з гіпотезою, це пояснюють тим, що острови та підводні гори цього ланцюга виникали на плиті один за одним над однією й тією ж точкою, що відповідає аномалії плавлення в мантії. Нині аномалія плавлення розміщена під островом Гавайї і є центром активного вулканізму. За розподілом віку островів та підводних гір залежно від відстані до початку ланцюга можна визначити швидкість руху плити над аномалією плавлення, яка приблизно дорівнює 90 км/год.

Вулканічна енергія. Під час вулканічної діяльності відбуваються великі втрати термальної енергії. У цьому разі на вулканізм витрачається порівняно незначна частина всіх річних витрат тепла Землі. Оцінити теплову енергію, що виділяється під час вулканічних вивержень $Q_{\text{вулк}}$, можна приблизно за допомогою формул японського геофізика І. Йокоями:

1) під час виливання лави:

$$Q_{\text{вулк}} = V_{\text{вул}} q_{\text{вул}} (T_{\text{вул}} c q') q'';$$

2) під час експлозивного вивернення (викид рихлого матеріалу): $Q_{\text{вулк}} = V_{\text{вул}} q_{\text{вул}} T_{\text{вул}} c q''$, де $V_{\text{вул}}$ – об'єм вулканічного матеріалу; $q_{\text{вул}}$ – його густина; $T_{\text{вул}}$ – температура; c – питома теплоємність; q' – питома теплота плавлення лави; q'' – еквівалент теплоти.

Величину $q_{\text{вул}}$ (у джоулях) можна визначити за іншою формулою (за Є. Мархініним): $Q_{\text{вулк}} = 10V_{\text{в.ул}} V_{\text{в.г}} (2V_{\text{в.г}}^{0.3} - 1)$, де $V_{\text{в.ул}}$ – середній об'єм пірокластичного матеріалу, що утворився за одне вивернення, см^3 ; $V_{\text{в.г}}$ – кількість газів, виділених під час вибуху. За формулами можна визначити кількість продуктів вулканічного вивернення, якщо енергія вулканічних вибухів відома.

Землетруси – підземні поштовхи та коливання поверхні Землі, спричинені тектонічними природними процесами, а також вибухами, заповненням водосховищ, руйнуванням підземних гірничих виробок тощо. Найбільші поштовхи можуть призвести до підйому лави під час вулканічних вивершень. Землетруси дуже характерні для океанічного дна і можуть супроводжуватися гігантськими припливними хвилями – цунамі. Розташування вогнищ землетрусів збігається з межами плит. Дуже сильні землетруси відбуваються у зонах субдукції та в областях зіштовхування континентів. Передумовою землетрусів є різкі

зміщення ділянок плит по поверхні розлому. Типове зміщення може становити 10 м. Якщо відносна швидкість плит на їхній межі досягає 50 мм/рік, то для нагромадження такого потенціального зміщення потрібно було б 200 років. Приблизно з таким періодом повторюються сильні землетруси в зонах субдукції та на головних трансформних розломах (наприклад, розлом Сан-Андреас). Загальне зміщення між боками головних розломів може становити сотні кілометрів. Коли рівень регіональних напружень на тій чи іншій частині розлому досягає достатньо великого значення, то боки розлому проковзують і відбувається землетрус. Напрямок зміщення, що відбувається по розлому під час землетрусу, дає змогу визначити характер напружено-деформованого стану. Якщо в регіоні переважають напруження розтягу, то формуються нормальні скиди, а якщо стиснення – насуви та підкиди.

Сила землетрусу. Під час землетрусу енергія виділяється в різних формах: механічній, тепловій, у вигляді електричного та магнітного полів. Величину енергії, що виділяється під час землетрусів, можна зіставити з енергією атомних та водневих бомб і її визначення є досить складним завданням. Більша частина механічної енергії йде на руйнування гірських порід у вогнищах землетрусів, на вертикальне зміщення блоків земної кори, а менша випромінює в усіх напрямках у навколишній простір у вигляді сейсмічних хвиль, які, досягаючи поверхні Землі, породжують коливання земної кори. Кількість енергії, яка виділяється з вогнища землетрусу у вигляді сейсмічних хвиль, називають *магнітудою M землетрусу*.

Амплітуда сейсмічних хвиль означає зміщення земної кори, і чим сильніший розмах хвилі, тим більшою буде магнітуда землетрусу. Найпоширенішою шкалою для вимірювання магнітуди є шкала Ріхтера. У ній землетруси класифіковано за магнітудами від 1 до 9. Ця шкала ґрунтується на оцінці енергії сейсмічних хвиль, що виникають під час землетрусів. У шкалі використано логарифмічний масштаб – кожне ціле значення у масштабі означає землетруси, що в десять разів потужніші, ніж попередні. Магнітуда землетрусу та його повна енергія – різні. Енергія, виділена у вогнищі землетрусу, зі збільшенням магнітуди на одиницю зростає приблизно у 30 разів. Поява сейсмографів дала змогу кількісно оцінювати землетруси. Магнітуда M землетрусів – безрозмірна величина, яку визначають на підставі вимірювання зміщення поверхні на сейсмічних станціях. Вона пов'язана з загальною пружною енергією E , що випромінюється у вигляді сейсмічних

хвиль, так: $lg E = 1,44 M + 5,24$, де E вимірюють у джоулях. Тоді енергія землетрусу $E = 10^{1,44 M + 5,24}$.

Таблиця 1.3

Типові приклади максимальної бальності та радіуси зони прояву для землетрусів певної магнітуди

Магнітуда M	Максимальна бальність	Радіус зони з відповідною бальністю, км
2	I–II	0
3	III–IV	15
4	V	80
5	VI–VII	150
6	VIII	220
7	IX–X	400
8	XI	600

Це співвідношення є приблизним, оскільки загасання хвиль у різних ділянках відрізняється. Крім того, землетруси різних типів створюють неоднакові типи зміщення поверхні. У табл. 1.3 наведено взаємозв'язок магнітуди землетрусів з балами та відстанню, на яку вона виявляється. Цей зв'язок наближений, бо інтенсивність у балах залежить від глибини землетрусу та його магнітуди. Крім того, відстань, на яку виявляється землетрус певної магнітуди, змінюється у різних місцях.

Дані про частоту повторюваності землетрусів можна описати формулою $\frac{dN}{dM} = 5,25 \cdot 10^7 \exp(-2,07 M)$, де dN – кількість землетрусів з магнітудою від M до $M + dM$, що відбуваються протягом року. Швидкість виділення сейсмічної енергії $E_{1,2}$ під час землетрусів з магнітудами у проміжку між M_1 та M_2

$$E_{1,2} (\text{Дж/год}) = 7,35 \cdot 10^{12} (e^{1,25 M_2} - e^{1,25 M_1}).$$

У Румунії 22 листопада 2014 р. відбувся землетрус магнітудою 5,6 бала на глибині 40 км у сейсмоактивній зоні Вранча. Сейсмічна хвиля дійшла до України, її відчували в Одеській, Чернівецькій та інших областях. Раніше, 6 листопада 2013 р. на південному сході Румунії зафіксовано підземні поштовхи магнітудою 5,3 бала. За даними Геологічної служби США, вогнище землетрусу було на глибині 135,8 км. Епіцентр землетрусу розміщувався за 14 км від м. Нережу, що в зоні Вранча. Сила поштовхів у Одеській обл. сягала 2–3 бали. У 1977 р. у зоні Вранча відбувся потужний землетрус силою 8 балів в епіцентрі та 7,5 у Бухаресті, забравши життя 1,5 тис. людей. Землетруси у зоні Вранча, які відчували і в Україні, були в 1986, 1990 рр.

Метаморфізм – це процес перекристалізації магматичних та осадових порід на глибині під впливом високих температур і тисків (гнейс, кварцит, мармур). Він буває контактний, регіональний та динамометаморфізм. Кожен з типів метаморфізму має різне джерелом виникнення енергії та її перетворенням.

Діапіризм – підняття порівняно легких порід завдяки виштовхувальній силі. Коли легша порода піднімається у верхній шар, де розміщені важчі породи, то з неї формується *діапір*. Одним з прикладів діапіризму є формування соляних діапірів (рис. 52), воно відбувається тому, що сіль має меншу густину, ніж інші осадові породи (сіль – 2 150 кг/м³, інші породи – 2 600 кг/м³). На поверхні відкладається сіль, що залишилася після випаровування морської води (див. рис. 52, *а*).

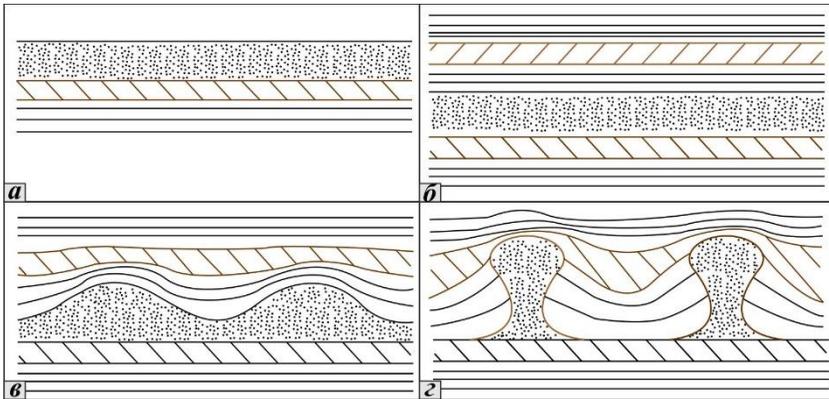


Рис. 52. Типовий приклад соляного діапіризму – формування соляних куполів завдяки гравітаційній нестійкості соляного шару малої потужності, що розташований під важчими осадовими породами: *а* – осадження і формування соляного шару; *б* – формування осадових шарів над соляними; *в* – розвиток нестійкості соляного шару; *з* – формування соляних штоків

Унаслідок осадонагромадження соляний шар покривається іншими, важчими осадовими породами, такими як глини та пісковики (див. рис. 52, *б*). Коли глибина залягання солі невелика і його межа плинності перевищує тиск шарів, що залягають вище, то гравітаційна нестійкість не розвивається. Проте внаслідок подальшого осадонагромадження глибина залягання солі збільшується, температура підвищується завдяки геотермічному градієнту. Унаслідок цього термічно активізуються процеси повзучості, які зумовлюють можливість перетікання солі вгору і заміщення її важчими осадовими породами, що залягають вище. У

підсумку потік солі формує низку соляних куполів. Соляні куполи деформують шари порід, що залягають вище, і в них формуються непроникні пастки для газу та нафти, що залягають вище. Над соляними куполами відкрито багато родовищ.

У породах земної кори є декілька прикладів діапіризму. Унаслідок підвищення теплового потоку і вулканізму в гірських поясах відбувається нагрівання корових порід до температур, необхідних для виникнення в них процесів, що надають породам властивостей плинності. Якщо породи, що нагріваються на достатній глибині, стають легшими від порід, що залягають вище, то нагріті породи тектимуть уверх і формуватимуть діапіри так само, як і відбувається утворення соляних куполів. Якщо надалі виникає ерозія гірського хребта, то діапіризм виявляють на поверхні за наявності метаморфічних порід.



31. Обчислити, який тиск на покрівлю чинить діапір густиною ρ_0 , висотою H . Густина вмісних порід ρ . За якої умови цей діапір височить догори?

Вихідні дані: H – висота діапіру; ρ_0 – густина діапіру; ρ – густина вмісних порід

Знайти: P – ?

Розв'язок (рис. 53):

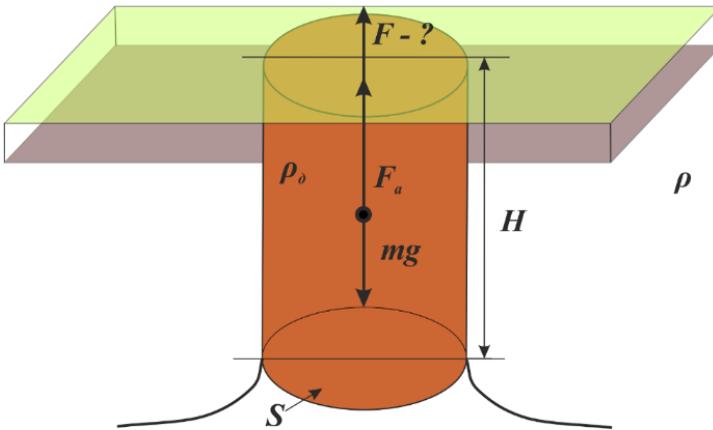


Рис. 53. Схематичне зображення діапіру (до задачі 31)

$$P = \frac{F}{S}, F = F_a - m_0g, F_a = \rho gV = \rho gHS, m_0g = \rho_0HSg, \\ F = \rho gHS - \rho_0HSg = gHS(\rho - \rho_0), P = gH(\rho - \rho_0).$$

Якщо $P > \sigma_{\max}$, тобто тиск буде більшим від межі міцності порід, то діапір “вистрибне” на поверхню.



32. Уявити, що маємо соляний діяпір у вигляді циліндра. Густина кори ρ_k , висота діяпіру H , яка його частина буде на верху?

Вихідні дані: H – висота діяпіру; ρ_k – густина кори;
 ρ_d – густина діяпіру

Знайти:
 P – ?

Розв'язок (рис. 54):

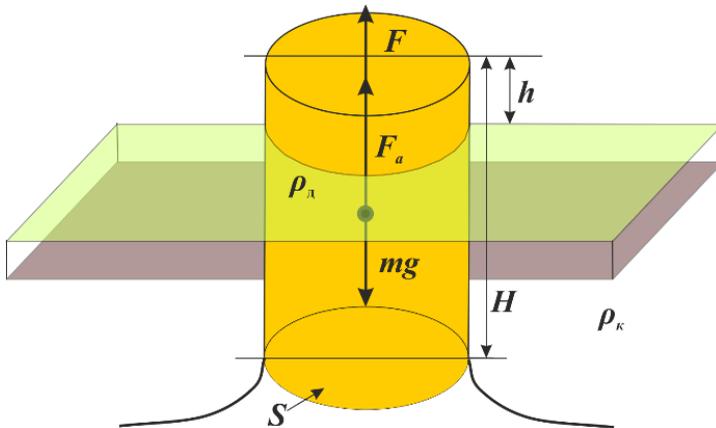


Рис. 54. Схематичне зображення діяпіру (до задачі 54)

$$F_a = \rho_k g V = \rho_k g S (H - h) = \rho_k g \frac{\pi d^2}{4} (H - h);$$

$$m_d g = \rho_d H S g = \rho_d g H \frac{\pi d^2}{4}; F_a = F;$$

$$\rho_k g \frac{\pi d^2}{4} (H - h) = \rho_d g H \frac{\pi d^2}{4};$$

$$\rho_k H - \rho_k h = \rho_d H.$$

$$\text{Тоді } h = H \left(1 - \frac{\rho_d}{\rho_k} \right).$$



33. Обчислити сейсмічну енергію, що виділяється під час землетрусу з магнітудою $M = 8,5$, і порівняти її з кількістю тепла Q , що втрачається через поверхню Землі впродовж року.

Вихідні дані: M – магнітуда землетрусу, 8,5;
 R – радіус Землі.

Знайти: $\frac{E}{\Delta Q}$ – ?

Розв'язок: кількість енергії, яку витрачає поверхня Землі впродовж року, виражає така формула: $\Delta Q = ISt$,

де E – енергія, яку виділяє 1 м^2 за 1 с , Дж; S – площа поверхні Землі, $S = 4\pi R^2$; t – час у секундах (рік).

Величина $I = \sigma T^4$, де σ – стала Стефана–Больцмана ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Дж / с м}^2 \text{ K}^4$) з однойменного закону, що характеризує повну енергію, яку виділяє одиниця площі поверхні абсолютно чорного тіла за одиницю часу і яка пропорційна до четвертого степеня термодинамічної температури (у цьому випадку вона відповідає середній температурі поверхні Землі). Тоді $\Delta Q = \sigma T^4 4 \pi R^2 t$.

Для визначення енергії землетрусу з магнітудою $M = 8,5$ використаємо формулу:

$$E = 10^{1,44 \cdot M + 5,24}$$

Тоді отримаємо співвідношення:

$$\frac{E}{\Delta Q} = \frac{\sigma T^4 4 \pi R^2 t}{10^{1,44 \cdot 8,5 + 5,24}}$$



Завдання для самостійної роботи та самоконтролю

- 1. Які процеси відбуваються під час вулканічних вивержень і землетрусів?*
- 2. Перелічити основні види внутрішньої енергії для магматичних процесів?*
- 3. Чому під час вулканічних вивержень простежуються блискавки? Якого вони кольору? Пояснити це явище?*
- 4. Як поділяють вулкани (фізичний аспект)?*
- 5. Чому є кілька типів енергетичних вивержень (пояснить з фізичного погляду)?*
- 6. Фізичний зміст контактового метаморфізму.*
- 7. Фізична суть регіонального метаморфізму.*
- 8. Фізична суть динамометаморфізму.*
- 9. Що таке дивергентні та конвергентні межі? Назвати приклади зон колізії, обдукції, субдукції, спредингу.*
- 10. З попередніх навчальних курсів пригадати причини виникнення та поділ землетрусів.*
- 11. Що таке епіцентр та гіпоцентр землетрусу? Зобразити схематично?*
- 12. За допомогою якої формули визначають енергію землетрусу?*
- 13. Назвати зони найактивніших землетрусів, які енергетичні процеси там відбуваються?*
- 14. Що таке гаряче Тихоокеанське кільце і як воно впливає на геологію всієї планети?*

15. Чому Галапагоські та Гавайські острови утворюють ланцюг островів, з чим це пов'язано? Чому на найстаріших островах немає вулканів?
16. Оцінити теплову енергію, що виділяється під час вулканічних вивержень $Q_{\text{вулк}}$?
17. Фізична суть соляного діапіризму.
18. Уявити соляний діапір у вигляді циліндра діаметром 200 км. Густина кори $\rho_{\text{к}} - 2\,800 \text{ кг/м}^3$, висота діапіру $H - 4 \text{ км}$, густина діапіру $\rho_{\text{д}} - 2\,200 \text{ кг/м}^3$. Яка його частина h буде зверху?

2. РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА ТА МЕТОДИЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ

1. *Абрамов В.* Основы геофизики и интерпретации геофизических методов / В.Ю. Абрамов, В.И. Бровкин. – М. : Изд-во РУДН, 2008. – 204 с.
2. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли / М. Ботт. – М. : Мир, 1974. – 376 с.
3. *Браун Д.* Недоступная Земля / Д. Браун, А. Массет; пер. с англ. – М. : Мир, 1984. – 262 с.
4. *Викулин А.В.* Введение в физику Земли: учеб. пособие для геофиз. специальностей вузов / А.В. Викулин. – Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2004. – 240 с.
5. *Викулин А.В.* Физика Земли и геодинамика: учеб. пособие для геофиз. специальностей вузов / А.В. Викулин. – Петропавловск-Камчатский : Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. – 463 с.
6. Геофизика: учебник / В. Богословский, Ю. Горбачев, А. Жигалин [и др.]; под ред. В.К Хмелевского. – М. : КДУ, 2007. – 320 с.
7. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет / В.Н. Жарков. – М. : Наука, 1983. – 416 с.
8. *Захаров В.С.* Лекции по физике Земли: учеб. пособие / В.С. Захаров, В.Б. Смирнов. – М.: ООО “ИПЦ Маска”, 2010. – 264 с.
9. *Кузьменко Е.Д.* Основы геофізики: метод. вказівки / Е.Д. Кузьменко, С.М. Багрій. – Івано-Франківськ : ІФНТУНГ, 2012. – 50 с.
10. *Літнарівич Р.М.* Фізика з основами геофізики: курс лекцій / Р.М. Літнарівич. – Рівне : МЕНУ, 2007. – 74 с.
11. *Магницкий В.А.* Общая геофизика: учеб. пособие / В.А. Магницкий. – М. : МГУ, 1995. – 317 с.
12. *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли / В.А. Магницкий [ред. А.О. Глико]. – М. : Наука, 2006. – 390 с.
13. *Мэрион Дж. Б.* Физика и физический мир / Дж. Б. Мэрион. – М.: Мир, 1971. – 628 с.
14. Основы геофізики (методи розвідувальної геофізики): підруч. для студ. геол. спец. вузів / М.І. Толстой, А.П. Гожик, М.В. Рева [та ін.]. – К. : ВПЦ “Київський університет”, 2006. – 446 с.
15. *Стейси Ф.* Физика Земли / Ф. Стейси. – М. : Мир, 1972. – 344 с.
16. *Тарасов Л.В.* Физика в природе: книга для учащихся / Л.В. Тарасов. – М. : Просвещение, 1988. – 351 с.
17. *Теркот Д.* Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Ч.1 / Д. Теркот, Дж. Шуберт [пер. с англ.]. – М. : Мир, 1985. – 376 с.
18. *Теркот Д.* Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Ч.2 / Д. Теркот, Дж. Шуберт [пер. с англ.]. – М. : Мир, 1985. – 360 с.
19. *Тяпкін К.Ф.* Основы геофізики: підручник / К.Ф. Тяпкін, О.К. Тяпкін, М.А. Якимчук. – К. : Карбон Лтд, 2000. – 248 с.

20. Физика Земли: курс лекций / С.Н. Кашубин, В.Б. Виноградов, А.В. Кузин, В.В. Филатов. – Екатеринбург, 1998. – 162 с.

21. Хаин В.Е. Геотектоника с основами геодинамики / В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе. – М. : КДУ, 2005. – 560 с.

22. Хаин В.Е. Планета Земля от ядра до ионосферы / В.Е. Хаин, Н.В. Короновский. – М. : КДУ, 2007. – 244 с.

23. Шейдеггер А. Основы геодинамики / А. Шейдеггер [пер. с англ. С.К. Бежановой]. – М. : Недра, 1987. – 384 с.

Література на іноземній мові*

1. Bertotti B. Physics of the earth and the solar system: Dynamics and evolution, space Navigation, space-Time Structure / Bruno Bertotti, Paolo Farinella. – Springer Science & Business Media, 2012. – 480 p.

2. Campbell W.H. Earth magnetism: a guided tour through magnetic fields / Wallace H. Campbell. – Academic Press, 2001. – 151 p.

3. Condie K.C. Earth as an evolving planetary system / K.C. Condie. – Academic Press, 2015. – 350 p.

4. Foulger G. Plates vs plumes: a geological controversy / G.R. Foulger. – John Wiley & Sons, 2011. – 364 p.

5. Glassmeier K.H. Geomagnetic field variations / Karl-Heinz Glassmeier, Heinrich Soffel, Jorg Negendank / Springer Science & Business Media, 2008. – 213 p.

6. Haapala I. From the Earth's Core to Outer Space: Lecture Notes in Earth Sciences / Ilmari Haapala. – Berlin Heidelberg: Springer-Verlag GmbH, 2012. – 340 p.

7. Hanyga A. Seismic wave propagation in the Earth / Andrzej Hanyga. – Elsevier, 2013. – 495 p.

8. McFadden L-A. Encyclopedia of the solar system / Lucy-Ann McFadden, Torrence Johnson, and Paul Weissman. – Academic Press, 2006. – 992 p.

9. Melchior P. The physics of the earth's core: an introduction. – Elsevier, 2013. – 265 p.

10. Schön J.H. Physical properties of rocks: A workbook / Jürgen H. Schön. – Elsevier, 2011. – Vol. 8. – 494 p.

11. Stein S. An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure / Seth Stein, Michael Wyession. – John Wiley & Sons, 2009. – 512 p.

12. Stevenson D. Evolution of the Earth: Treatise on Geophysics / David Stevenson. – Elsevier, 2010. – 7000 p.

13. Teisseyre R. Gravity and low-frequency geodynamics / Roman Teisseyre. – Elsevier, 2013. – 493 p.

* Придбану або безкоштовну іноземну літературу можна переглядати у пристроях (смартфонах, айфонах, планшетах) за допомогою відповідних додатків для Android чи iPad/iPhone. У портативних і настільних комп'ютерах її можна читати за допомогою веб-переглядача.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	1
1. ФІЗИКА ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ	3
1.1. Фундаментальні взаємодії у природі	3
1.1.1. Основні типи фундаментальних взаємодій.....	3
1.1.2. Поняття про фізичні та геофізичні поля та їхні характеристики	9
1.2. Енергетичні перетворення в геологічному середовищі, що визначають перебіг геологічних процесів.....	14
1.2.1. Фізичні процеси в атмосфері Землі	26
1.2.2. Фізичні процеси взаємодії кори та мантії Землі	38
1.2.3. Напруження та деформації у твердому середовищі.....	44
1.2.4. Ізостатична рівновага у геології.....	49
1.3. Геологічні процеси, спричинені фізичними взаємодіями з речовиною у середовищах Землі	64
1.3.1. Процеси зовнішньої динаміки (екзогенні)	66
1.3.2. Процеси внутрішньої динаміки (ендогенні)	91
2. РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА ТА МЕТОДИЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ.....	102