

В.О. Коцюбинський, В.М. Бойчук

ЦІКАВА ФІЗИКА.

Частина I



ПЛАНЕТА ЗЕМЛЯ

ББК 22.3я7
В 67
УДК 53(075.8)

Р е ц е н з е н т и :

Салій Я.П., професор кафедри фізики і хімії твердого тіла ДВНЗ «Прикарпатський національний університет імені Василя Стефаника» доктор фізико-математичних наук, професор

Галушак М.О., завідувач кафедри загальної та прикладної фізики Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, доктор фізико-математичних наук, професор

В.О. Коцюбинський, В.М.Бойчук,

Цікава фізика. Частина І. Планета Земля. Навчальний посібник для учнів шкіл, студентів вищих навчальних закладів. – Івано-Франківськ, 2021. – 58 с.

Рекомендовано до друку Педагогічною радою Відокремленого структурного підрозділу Івано-Франківський фаховий коледж ДВНЗ «Прикарпатський національний університет імені Василя Стефаника» протоколом № 4 від 24 лютого 2021 року

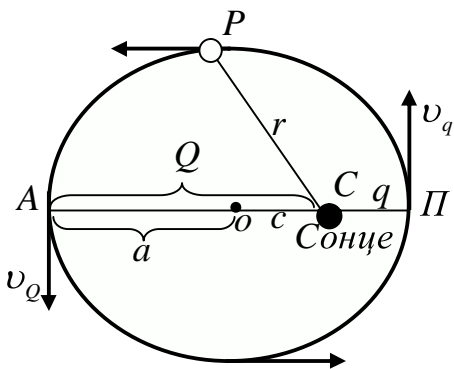
Навчальний посібник сформований як додатковий матеріал до курсу «Фізика та астрономія» для різних спеціальностей вищих навчальних закладів. У зміст посібника внесено цікаві фізичні факти про нашу планету.

Викладення матеріалу ведеться без громіздких математичних формулювань, у доступній науково-популярній формі. Рекомендовано для учнів шкіл, студентів навчальних закладів, вчителів та викладачів фізики.

© В.О. Коцюбинський, В.М.Бойчук, 2021
© ДВНЗ «Прикарпатський національний університет імені Василя Стефаника», 2021
© Івано-Франківський коледж
ДВНЗ «Прикарпатський національний університет імені Василя Стефаника», 2021

1. Будова сонячної системи

Сонячна система включає дев'ять (вісім планет та планетоїд) планет, які з своїми 57 супутниками обертаються навколо масивної зірки по еліптичних орбітах. За розмірами та масою планети можна розділити на дві групи: планети земної групи - Меркурій, Венера, Земля і Марс і планети-гіганти, - Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун, що знаходяться на значно більш видалених від центральної зірки орбітах. Плутон (планетоїд, можливо колишній супутник Непуна) - своєю орбітою радіусом близько 6 млрд. км обкреслює межі Сонячної системи.



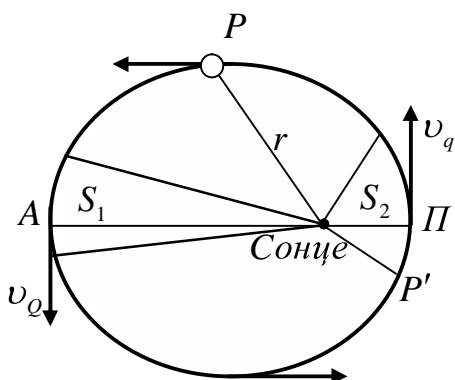
Окрім планет між орбітами Марса і Юпітера обертаються більш 2300 малих планет - астероїдів, безліч більш дрібних тіл - метеоритів і метеорного тилу, а також декілька десятків тисяч комет, що рухаються по сильно витягнутих орбітах, деякі з яких далеко виходять за межі Сонячної системи.

Всі планети і астероїди обертаються навколо Сонця у напрямі руху Землі - із заходу на схід – прямий рух. Основні закономірності руху планет визначаються законами Кеплера.

2. Закони Кеплера

Перший закон Кеплера: всі планети обертаються навколо Сонця по еліптичних орбітах, в одному з фокусів яких знаходиться Сонце. Траєкторія Землі – лінія апсид, крайні точки якої афелій і перигелій характеризують

найбільше і найменше віддалення планети від Сонця. Відстань планета – Сонце - геліоцентрична відстань - визначається радіусом-вектором r . Відношення півфокальної відстані (c) до великої півосі (a) – ексцентриситет орбіти: $e = c/a$.



Перигельна відстань (q) та афелійна відстань (Q) пов'язані з a та c :

$$q = a - c = a(1 - e), \quad Q = a + c = a(1 + e).$$

Довжина великої півосі (a) - середньорічна відстань планети до Сонця: $a = (q + Q)/2$. Середня геліоцентрична відстань Землі від Сонця (149,6 млн. км.) – астрономічна одиниця.

Другий закон Кеплера: радіус-вектор планети описує площі, прямо пропорційні проміжкам часу. Якщо позначити через S_1 площу перигелійного сектора, а через S_2 - площу афелійного сектора, то їхнє відношення буде пропорційне часам t_1 і t_2 , за які планета пройшла відповідні відрізки дуг орбіти: $S_1/S_2 = t_1/t_2$.

Таким чином, секторна швидкість $V_s = S_1/t_1 = S_2/t_2 = const$.

Час, протягом якого планета зробить повний оберт по орбіті – зоряний (сидеричний) період T . За повний оберт радіус-вектор планети опише площу еліпса: $S = \pi ab = \pi a^2 \sqrt{1 - e^2}$ і секторна швидкість $V = S/T = \pi Q^2 \sqrt{1 - e^2} / T$ є максимальною в перигелії і мінімальною в афелії. Земля в перигелії перебуває на початку січня, а в афелії на початку липня (північна півкуля). Ексцентриситет земної орбіти $e = 0,0167$ і таким чином, вона близька до колової.

Третій закон Кеплера: квадрати сидеричних періодів обертання планет (T_1^2 і T_2^2) прямо пропорційні кубам їх середніх відстаней до Сонця (a_1^3 і a_2^3): $\frac{T_1^2}{T_2^2} = \frac{a_1^3}{a_2^3}$.

3. Закон всесвітнього тяжіння: тіла взаємно притягуються з силою, пропорційною їхнім масам і обернено пропорційною квадрату відстані між ними (для

точкових тіл): $F_{пр} = G \frac{mM}{r^2}$, де M і m – маси взаємодіючих тіл, r - відстань між

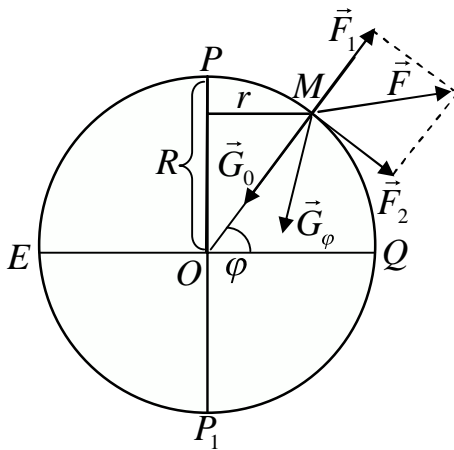
ними, $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ н} \cdot \text{м}^2 / \text{кг}^2$ – гравітаційна стала.

Відцентрова сила F пропорційна радіусу обертання r (відстань від осі обертання) і квадрату кутової швидкості ω , де T – тривалість середньої зоряної доби, протягом яких Земля робить повний оберт (на 360°) навкруги своєї осі –

$$\omega = \frac{2\pi}{T} = \frac{2\pi}{86164,098904} = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с.}$$

Доцентрове прискорення на екваторі $a_{доц}^{екв} = \omega^2 R = 3,2 \cdot 10^{-2} \text{ м/с}^2$; на широті φ доцентрове прискорення $a_{доц}^\varphi = \omega^2 r$, де $r = R \cos \varphi$ – віддаль від даної точки поверхні до осі обертання.

Розкладемо відцентрову силу F на вертикальну F_1 та горизонтальну F_2



складові:

$$F = \sqrt{F_1^2 + F_2^2} = m\omega^2 r \cos \varphi,$$

$$F_1 = F \cos \varphi = m\omega^2 r \cos^2 \varphi,$$

$F_2 = F \sin \varphi = m\omega^2 r \cos \varphi \sin \varphi$. Складова F_1 впливає на величину сили тяжіння, складова F_2 на її напрям. Якщо позначити силу тяжіння без врахування дії відцентрової сили як $G_0 = mg$, то на широті φ сила тяжіння розраховується як

$$G_\varphi = G_0 \left(1 - \frac{\omega^2 R}{g} \cos^2 \varphi \right) = G_0 (1 - 0,004 \cos^2 \varphi);$$

оскільки максимальне значення доцентрового прискорення не перевищує $0,004g$, то напрямок \vec{G}_φ можна вважати таким же, як і \vec{G}_0 .

4. Потенціал сили тяжіння

Гравітаційне поле – особлива форма матерії, що створюється речовиною і через яку здійснюється передача дії притягання від між взаємодіючими тілами. Гравітаційна маса – характеристика тіла, яка визначає його здатність створювати в просторі гравітаційне поле.

Прискорення вільного падіння g , модуль якого на в точці поверхні планети радіусом R та масою M дорівнює $g = G \frac{M}{R^2}$ є векторною величиною, напрямком

\vec{g} визначається вектором, що починається в даній точці в точці центру мас планети. Скалярна величина $V = G \frac{M}{r}$, $g = \frac{\partial V}{\partial r}$ називається потенціалом сили

тяжіння. Поверхня рівного потенціалу (еквіпотенціальна поверхня) в умовах Землі співпадає з рівнем моря і зветься *геоїдом*. Відхилення поверхні геоїда від поверхні сфероїда характеризує *ундуляцію геоїда*.

Представляючи фігуру Землі еліпсоїдом обертання і вводячи поняття геоїда припускається, що густина Землі однорідна по об'єму; при цьому зміна сили тяжіння на поверхні Землі обумовлюється лише зміною з широтою значення відцентрової сили та відмінністю екваторіального та полярного радіусів. В реальних умовах значення прискорення вільного падіння рівні моря відрізняється від теоретичного значення g_0 ($g_0 = 978,0318 (1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi)$, φ – географічна широта) внаслідок неоднорідного розподілу густини в об'ємі Землі, особливе у приповерхневих шарах. Різниця між спостережуваним прискоренням сили тяжіння g і величиною g_0 – аномалія сили тяжіння Δg : $\Delta g = g - g_0$.

5. Поправка на висоту значення прискорення вільного падіння

При проведенні гравіметричних спостережень на земній поверхні точки спостереження, як правило, розташовуються вище рівня моря. Для того щоб спостережувані значення прискорення вільного падіння могли бути співставлені між собою, їх приводять до рівня моря, вводячи поправку «на висоту».

Якщо точка спостереження розташована на висоті H над рівнем моря, то для неї

$$g_1 = G \frac{M}{(R+H)^2}, \quad \delta g_1 = g - g_1 = GM \left(\frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R+H)^2} \right) = \frac{GM}{R^2} \left[1 - \left(1 + \frac{H}{R} \right)^{-2} \right].$$

Розкладаючи вираз $\left(1 + \frac{H}{R} \right)^{-2}$ за біномом Ньютона і обмежуючись першим

членом розкладу, отримуємо $\delta g_1 = \frac{2GMH}{R^3} \approx 2g \frac{H}{R}$. Підставляючи замість g

середнє для всієї Землі значення $g_{\text{сер}} = 9,806 \text{ м/с}^2$, $R_{\text{сер}} = 6371,2 \cdot 10^6 \text{ м}$, отримаємо $\delta g_1 = 3,086 \cdot 10^{-9} \cdot H$ де H – висота в метрах. δg_1 – нормальний вертикальний градієнт сили тяжіння для Землі (за умови відсутності обертання).

З врахуванням відцентрового прискорення $2\omega^2 H$: $\delta g = 3,086 \cdot 10^{-9} \cdot H + 2\omega^2 H$ – **поправка на висоту** (δg) – характеризує нормальну зміну сили тяжіння з висотою.

З урахуванням поправки за висоту аномалія сили тяжіння у вільному повітрі $\delta g_1 = g - g_0 + 3,086 \cdot 10^{-9} \cdot H$ – аномалія у вільному повітрі (**аномалія Фая**).

Таким чином, аномалія у вільному повітрі *відображає сумарний вплив неоднорідності густини гірських порід та вплив додаткових мас, викликаний рельєфом*. В умовах розчленованого рельєфу з великим перепадом висот аномалія у вільному повітрі відображає топографію місцевості, тоді як гравітаційний ефект неоднорідностей густини верхніх шарів геологічного розрізу Землі буде незначний.

6. Поправка за тяжіння проміжного шару – визначає вплив неоднорідностей

густини між рівнем спостереження і рівнем моря. Вплив на значення прискорення вільного падіння шару порід густиною ρ та товщиною визначається, як $g_2 = 2\pi G \rho \cdot H$, тобто сила тяжіння шару порід на точку одиничної маси не залежить від відстані до точки, а визначається масою цього шару (ρH). $g_2 = 4,18 \cdot 10^{-10} \rho H$, g_2 характеризує тяжіння шару порід товщиною H та густиною ρ .

Відхилення від значення, розрахованого для середньої густини земної кори $\rho = 2,67 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ в реальних розрізах дозволяють виявити області з аномальною густиною.

Величина $\delta g_1 = g - g_0 + 3,086 \cdot 10^{-9} \cdot H - 4,18 \cdot 10^{-10} \rho H$ – *аномалія Буге*. При вимірюваннях на морі унаслідок $H = 0$ аномалія набуває вигляду $\Delta g_2 = g - g_0$.

7. Принципи ізостазії

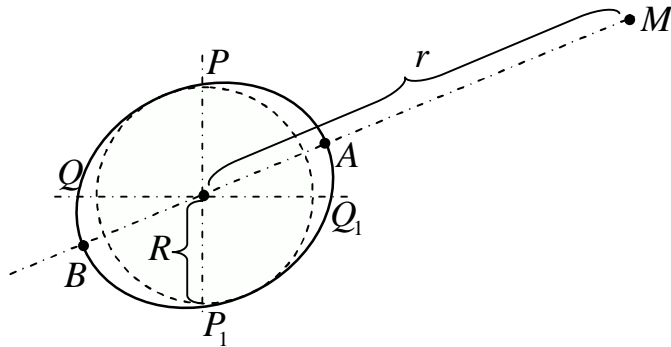
Спостереження сили тяжіння на земній поверхні показали, що гірські масиви притягають значно слабше, порівняно з розрахунками тяжіння видимими масами, а западини океанів повинні створювати менші аномалії внаслідок недостачі мас порівняно з гірськими масивами суші.

Пояснення теорія ізостазії (Пратт та Ері 1851-1855 р.):

окремі частини земної кори знаходяться в гідростатичній рівновазі, плаваючи у в'язкій масі магми; надлишок мас на поверхні компенсується недостачею їх внизу. Блоки кори мають різну густину і товщину: чим товстіший блок, тим меншою є його середня густина; компенсація маси різних блоків кори здійснюється в мантії.

9. Приливні взаємодії

Приливи і відливи в земних океанах – наслідок притягання води Місяцем під час двох послідовних однойменних кульмінацій супутника на меридіані даного



місяця. Періодичність приливів зумовлюється тим, що Земля обертається навколо своєї осі швидше, ніж Місяць виконує свій повний оборот навколо Землі – інтервал часу між суміжними циклами приливних явищ складає

24 год. 50 хв.

Нехай Місяць – матеріальна точка, масою m , розташованої на відстані r від центру Землі. Радіус планети прийmemo рівним R . Сила притягання зі сторони Місяця, що діє на точки одиничної маси на поверхні Землі розташовані на одному меридіані (A та B) та в центрі (O). Нехай ці точки мають одиничну

$$\text{масу: } F_A = \frac{Gm}{(r-R)^2}; \quad F_O = \frac{Gm}{(r)^2}; \quad F_B = \frac{Gm}{(r+R)^2}.$$

$$\text{Різниця } F_A - F_O = \frac{Gm}{(r-R)^2} - \frac{Gm}{(r)^2} = \frac{Gm(2r-R)}{(r)^2(r-R)^2}.$$

Оскільки відстані r та $2r$ набагато більші радіуса Землі R , то ним при розрахунку можна знехтувати. В

$$\text{результаті: } F_A - F_O = \delta F = \frac{2Gm}{(r)^3} - \text{припливоутворююча сила.}$$

Під дією сили δF точка A віддаляється від точки O у напрямку до Місяця, утворюючи прилив, точка O також притягується Місяцем на більшу амплітуду, порівняно з точкою B, розташованою на зворотному боці Землі – на зворотному боці планети утворюється приливне здуття. Одночасно з двома областями приливу в **точках квадратур**, тобто *районах, віддалених на 90° по меридіану від точок приливу*, буде спостерігатися відлив. В ході обертання Землі приливні хвилі двічі в добу обходять її поверхню. Висота приливу в океані – 1-

2 м, на шельфовому мілководді – декілька метрів. Хвилі приливу спостерігаються і в твердій корі і досягають 0,5 м при додаванні поля тяжіння Місяця і Сонця. *Приливне тертя*, що виникає при русі рідкої і (у меншій мірі) твердої хвиль, приводить до гальмування осьового обертання Землі і її супутника. З цієї причини Місяць припинив своє обертання навкруги осі і постійно звернутий до планети однією стороною. Зменшення швидкості обертання Землі викликає ріст періоду обертання на 2 с кожних 100 тис. років. За останні 450 млн. років завдяки цьому тривалість доби зросла від 21 год.53 хв до 24 ч.

Оскільки маса Землі в 81 разів більша маси Місяця, то величина приливної прискорення на поверхні супутника буде приблизно в 20 разів більшою, ніж на Землі, і теоретична висота твердого приливу може досягати декількох метрів.

10. Гранично допустима відстань супутник - планета

Гранична умова – сила приливної взаємодії що діє на тіло одиничної маси з боку супутника масою m дорівнює силі тяжіння з боку планети масою M та

радіусом R : $\frac{2Gm}{r^3} = \frac{GM}{R^3}$. Врахувавши, що $r \gg R$ отримуємо $r \approx R \sqrt[3]{2 \frac{\rho_{\text{план.}}}{\rho_{\text{супутн.}}}}$ –

межа Роша.

Супутник, що потрапив всередину межі Роша унаслідок багатокілометрової приливної хвилі, буде зруйнований і перетворений на кам'яне кільце навколо планети. Межа Роша для Землі, $r \approx R \sqrt[3]{2} \approx 8400$ км.

11. Еволюція системи Земля – Місяць

Внаслідок гравітаційного гальмування, відцентрової взаємодії та обміну моментами імпульсів між Землею та Місяцем зменшується період обертання Землі (на 2 с кожні 10^5 років) та Місяця навколо власних осей, та одночасно зростає відстань між Землею і Місяцем.

В майбутньому очікується припинення обертання Землі навколо осі і система Земля – Місяць, досягнувши мінімуму енергії, обертатиметься навколо

спільного центру мас: планети будуть завжди звернуті друг до друга однією стороною.

В ході приливної гальмування досягши рівності моментів орбітального віддалення Місяця та швидкості обертання Землі, супутник може почати зворотне обертання навкруги своєї осі. Наприклад, з 13 супутників Юпітера 9 обертаються в прямому напрямі, а 4 – в зворотному. *Систему*, близьку до *гантелі*, мають Меркурій і Сонце, оскільки на Меркурій діє максимальне гравітаційне гальмування внаслідок сонячних приливів в корі планети.

Якщо в припустити, що швидкість приливної уповільнення обертання Землі зберігалася протягом всієї геологічної історії, то період обертання протопланети становив 1,77 год. Сучасна швидкість обертання Місяця навколо власної осі в 27 разів менша швидкості обертання Землі; Місяць зупинив своє обертання $4,5 \cdot 10^9 / 27 = 1,66 \cdot 10^8$ років назад ($4,5 \cdot 10^9$ років – геологічний вік Землі).

Сповільнення кутової швидкості обертання Землі навколо осі становить $+4,8 \cdot 10^{-22}$ рад·с⁻², швидкість віддалення супутника 3,6 см/рік. Енергія сучасних приливів рівна $8,1 \cdot 10^{19}$ Дж/рік. Середня сучасна відстань Місяць-Земля $3,844 \cdot 10^8$ м. Якщо віддалення відбувалося рівномірно, як і уповільнення обертання, то при швидкості 3,6 см/рік за $4,5 \cdot 10^9$ років Місяць віддалився на відстань, рівну $1,62 \cdot 10^8$ м, тобто відразу після появи пари Місяць-Земля супутник знаходився на відстані в 2,4 рази меншій сучасного. Цей розрахунок зроблений без урахування появи та еволюції Світового океану, що чинить максимальний внесок в процес уповільнення швидкості обертання (приливне гальмування).

За 30 млн. років Місяць віддалився на відстань $3,6 \text{ см/рік} \times 30 \cdot 10^6 \text{ років} = 108 \cdot 10^4$ м, тобто на 1080 км. В докайнозойську епоху унаслідок слабого приливної гальмування швидкість віддалення її була на порядок меншою сучасній $0,36 \text{ см/рік} \times 4,5 \cdot 10^9 \text{ років} = 1,62 \cdot 10^9 \text{ см}$, тобто віддалення склало 16200 км. Отже, Місяць і Земля на початковому етапі знаходилися усього на 17 – 20 тис. км ближче один від одного, ніж зараз, що не могло істотно вплинути на величину

тодішніх твердих і рідких приливів. Максимальне приливне гальмування спостерігалось в кінці першої крупної фази океанізації (в кінці палеогену – початку неогену).

Земля володіє надлишком екваторіального підняття (70 м), який не відповідає сучасній швидкості обертання і виник в доокеанську епоху (25 – 30 млн. років назад) при більшій, ніж сучасна, швидкості обертання планети, тобто Земля не знаходиться в стані гідростатичної рівноваги.

12. Ефект швидкого обертання планети

Умова механічної цілісності планети (взаємозв'язок між кутовою швидкістю обертання планети і її масою) – умова меншості відцентрових сили обертання порівняно з силами внутрішнього притягання: $\omega^2 < 2\pi G\rho_m$, де ρ_m – середня густина планети. Оцінка для Землі: $T > \frac{2,7}{\sqrt{\rho_m}}$. Для сучасної Землі $T = 24$ год, $\rho_m = 5,52 \cdot 10^3$ кг/м³, тобто $24 > 1,15$ – сучасна Земля являє собою консолідоване стійке тіло обертання.

13. Сонце. Основні характеристики

Сонце відноситься до класу невеликих зірок, що далеко проеволюціонували в своєму розвитку. Виникло близько 5-6 млрд. років назад і на даний час має масу $\sim 2 \cdot 10^{30}$ кг, радіус - 696000 км, середню густину речовини $1,41 \cdot 10^3$ кг/м³, прискорення сили тяжіння на поверхні 274 м/с².

Видимий біло-жовтий диск Сонця – плазмова атмосфера (фотосфера) зірки з температурою 6000 К.

В Сонці зосереджено $\sim 99\%$ всієї маси Сонячної системи. *Кутова швидкість обертання Сонця, спостережувана по фотосфері, зменшується з віддаленням від екватора. Період обертання на екваторі рівний 25 діб, поблизу полюсів - 30 діб. Лінійна швидкість обертання на екваторі ~ 2 км/с, тобто набагато повільніша порівняно з лінійною швидкістю точок Землі та інших планет, але обертання*

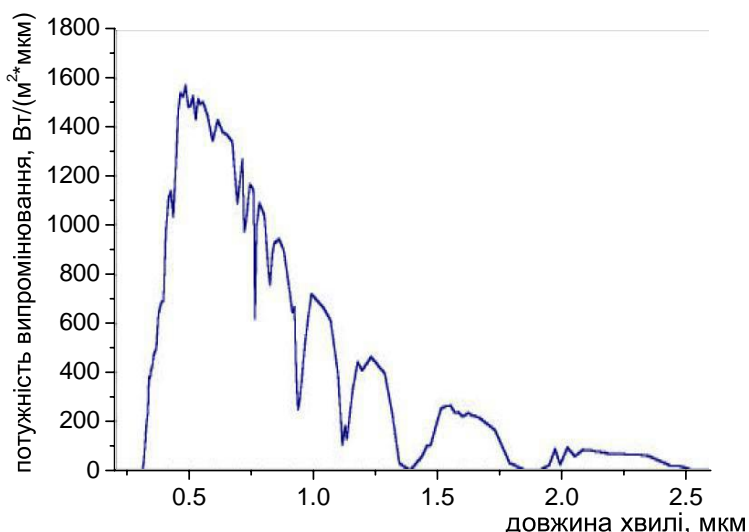
відбувається в тому ж напрямку. Ми спостерігаємо тільки обертання плазмової атмосфери, внутрішнє тверде тіло зірки може обертатися з іншою швидкістю.

Плазма – газ, атоми якого знаходиться в іонізованому стані.

Сонце – джерело теплової, електромагнітної і гравітаційної енергії, яка рівномірно розподіляється в космічний простір; на Землю та планети припадає незначна її частина. В оптичному діапазоні спектру Земля, наприклад, отримує $1,37 \cdot 10^3 \text{ Вт/м}^2$ (*сонячна стала*).

14. Оптичні характеристики Сонця

Повна світність Сонця визначається з виразу: $L_0 = F_0 \cdot 4\pi a^2 = 3,85 \cdot 10^{26} \text{ Вт}$, де $a = 149,6 \cdot 10^6 \text{ м}$, $4\pi a^2$ - площа поверхні сфери радіусом в 1 а. о. Кожний квадратний метр зірки випромінює за секунду енергію $E_0 = L_0/4\pi R_0^2 = 6,3 \cdot 10^7 \text{ Вт/м}^2$.



Спектр випромінювання Сонця лежить в широкому діапазоні довжин хвиль - від радіовипромінювання (метрові хвилі) до гамма-випромінювання (довжина хвилі λ менша 10^{-12} м).

Максимум енергії випромінювання припадає на оптичну і інфрачервону частини спектру. Інтенсивність випромінювання визначається тільки температурою та її залежністю від глибини. На частку світлового випромінювання Сонця припадає 81% енергії, на частку теплового – близько 18%, а на частку ультрафіолетового - менше 1%.

15. Внутрішня будова Сонця

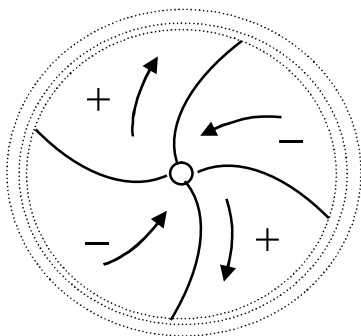
Атмосфера Сонця складається з трьох головних рівнів – *фотосфери*, *хромосфери* і *корони*.

Фотосфера – нижній, найбільш активний світлопровідний шар атмосфери; поверхня фотосфери покрита нестійкими утворенням розміром від 700 до 1400 км, які неперервно з'являються і розпадаються, створюючи враження киплячої поверхні. Фотосфера випромінює енергію в оптичному і інфрачервоному діапазонах. Втрати енергії безперервно поповнюються притоком її з більш глибоких шарів, що підтримує стаціонарність випромінювання. Перенесення енергії відбувається конвективним шляхом: гаряча речовина виноситься на поверхню, де охолоджується і знову занурюється. Спостерігаються *викиди речовини* – протуберанці та факели. Товщина фотосфери близько 500 км.

Хромосфера простягається на 15000-20000 км і має яскраво-червоний колір. Хромосфера спостерігається при сонячному затемненні у вигляді яскраво-червоного кільця навкруг чорного диска Сонця. Температура хромосфери близько 20000 К. В хромосфері добре видно *викиди гарячої плазми* – протуберанці, Висотою до 12 тис. км, з поперечними розмірами ~1000 км.

Над хромосферою розташовується **корона**, розміри якої коливаються залежно від активності Сонця. Внутрішня корона тягнеться на 300-500 тис. км і має температуру близько 10^6 К. Температура корони визначається перетворенням механічної енергії конвективного руху величезних мас речовини в теплову.

Зовнішня корона – наслідок розсіювання сонячного світла на пилових частинках, що концентруються навколо Сонця на відстані до 80 млн. км. З віддаленням від хромосфери температура корони знижується і на орбіті Землі складає 200000 К. Периферія корони складається з розріджених електронних хмар, що викидаються Сонцем, і прискорюються його магнітним полем, до швидкостей ~30 км/с.



16. Магнітне поле Сонця

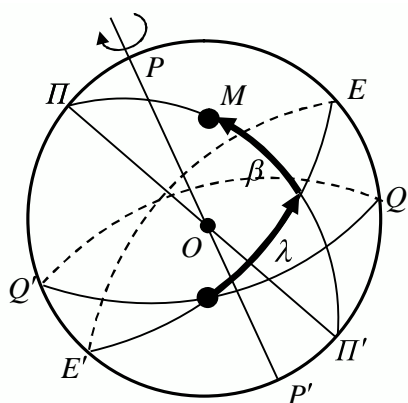
В результаті осевого обертання Сонце індукує магнітне поле, силові лінії якого «приклеюються» до високопровідної плазми корони, витягуються у вигляді

спіралі далеко в міжпланетний простір, утворюючи *секторну структуру*. В ході сонячної активності структура секторного магнітного поля може міняти свою форму і число секторів.

17. Сонячна активність

Важливою характеристикою Сонця є його *періодична активність*, яка виражається в *появі на фотосфері темних плям*, в *хромосфері і короні - спалахів, факелів, протуберанців*. Встановлена 11-річна періодичність явища сонячної активності. Найбільш яскравим показником сонячної активності є зміна числа темних плям і їхніх розмірів на диску Сонця. Температура їх на 1500 К нижча температури оточуючої фотосфери, діаметр досягає 2-50 тис. км. В рельєфі поверхні плями фіксуються у вигляді западин глибиною 700-1000 км. Характеристикою плями є її магнітне поле, напруженість якого досягає величини, - $4 \cdot 10^5$ А/м (напруженість магнітного поля Землі в районі полюсів 70 А/м). Час життя плям - від декількох годин до декількох місяців. *Рівень сонячної активності* характеризується числом Вольфа: $W = 10g + f$ (g - число груп плям; f - загальне число всіх плям, видимих на диску Сонця). Сонячна активність здійснює значний вплив на клімат, погоду та біосферу Землі. Гіпотетичні причини сонячної активності - *ендогенні* (внутрішньозоряні процеси) і *екзогенні* (вплив приливної взаємодії з Юпітером).

18. Рух Сонця по екліптиці



Внаслідок обертання планет, і зокрема Землі, навкруг Сонця створюються різні умови освітленості і обігріву її поверхні в різних ділянках орбіти, що викликає зміну часів року; одночасно діють три фактори - *нахил земної осі до площини земної орбіти, незмінність положення осі в просторі і обертання Землі навколо*

Сонця. Площина екліптики на небесній сфері: ПП' - полюси екліптики; РРв -

полюси світу; λ - екліптична довгота; β - екліптична широта; EE' - площина екліптики; QQ' - небесний екватор; M – світило.

Видимий річний рух Сонця відносно зірок відбувається по великому колу небесної сфери – **екліптиці** (екліпсис - по-грецьки "затемнення"). Площина екліптики нахилена до площини небесного екватора під кутом $23^{\circ}27'$. Коли Сонце проходить точки перетину екліптики з небесним екватором, то *на Землі день стає рівним ночі – точки весняного (21 березня) і осіннього (23 вересня) рівнодення.*

Сферичні координати Сонця (нахил δ і пряме сходження α) в цих точках рівні нулю. У момент знаходження Сонця у верхньої точки екліптики E (точка літнього сонцестояння (22 червня)) його пряме сходження $\alpha = 6$ год, а нахил $\delta = +23^{\circ}27'$. В нижній точці екліптики E' (точка зимового сонцестояння (22 грудня)) $\alpha = 18$ год, а нахил $\delta = +23^{\circ}27'$. Швидкість переміщення Сонця по екліптиці рівна приблизно $1'$ на добу. Проміжок часу між двома проходженнями Сонцем точки весняного рівнодення називається тропічним роком (тривалість 365,2422 дні).

Через гравітаційний вплив Місяця Сонце щороку приходить в точку весняного рівнодення на 20 хв 24 с швидше, ніж Земля завершить черговий оберт навколо нього. Цей зсув – **прецесія** (передування рівнодень). Внаслідок прецесії вісь обертання Землі повертається за рік на $50''27'''$, описуючи в просторі конічну поверхню. Повний оберт земна вісь навколо осі екліптики зробить за 25800 років – період прецесії, впливає на періодичність змін клімату на Землі і утворення льодовикових періодів.

19. Орбітальні параметри планет Сонячної системи

Планета	Радіус орбіти, 10^9 м	Маса, $\cdot 10^{24}$ кг	Густина, 10^3 , кг/м ³	Екваторіальний радіус, 10^6 м	Період обертання, земні доби або год	Нахил екватора до орбіти, градуси	Період зворотання, земні доби
Меркурій	57,9	0,330	5,43	2,439	58,65 діб	2,3	87,9694
Венера	108,2	4,870	5,25	6,051	243,022 діб	177,3	224,7
Земля	149,6	5,976	5,52	6,378	23,9345 год	23,45	365,26
Марс	227,9	0,642	3,95	3,393	24,6299 год	23,98	686,98
Юпітер	778,3	1900	6,84	71,398	9,841 год	3,12	4333
Сатурн	1427,0	568,8	5,85	60,33	10,233 год	26,73	10759
Уран	2869,6	86,87	5,55	26,20	17,24 год	97,86	30685
Нептун	4496,6	102,0	5,60	25,23	18,2 год	(29,56)	60189
Плутон	5900,1	(0,013)	(0,9)	(1,5)	6,387 діб	(118,5)	90465

20. Основні характеристики Землі

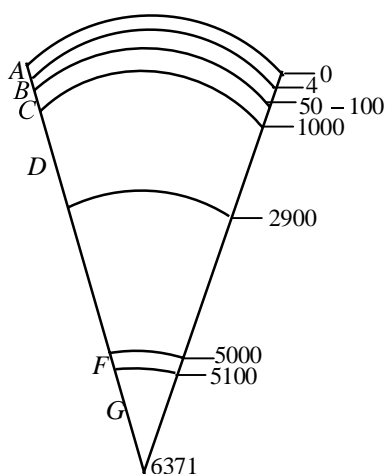
Існування води і життя на поверхні Землі можливе внаслідок впливу *трьох характеристик*: маса планети, геліоцентрична відстань та період обертання навколо осі. Ці планетарні характеристики визначили шлях еволюції живої і неживої речовини Землі в умовах Сонячної системи.

Маса сучасної Землі рівна $5,976 \cdot 10^{24}$ кг. Куляста форма Землі свідчить про переважання гравітаційної організації речовини в тілі планети. Середній радіус геліоцентричної орбіти Землі (відстань від Сонця) рівний 149,6 млн. км. На цій відстані кількість сонячного тепла, що досягає поверхні Землі, таке, що вода має можливість тривалий час зберігатися в рідкій фазі, формуючи обширні

океанічні і морські басейни. На орбіті Венери, розташованої на 50 млн. км ближче до Сонця, і на орбіті Марса, розташованого на 70 млн. км далі від Сонця, чим Земля, таких умов немає. Повний оборот навкруги своєї осі щодо Сонця Земля робить за 24 години, або за 86400 с; щодо зірок - за 86164 с. Завдяки швидкому обертанню виникли динамічні умови, необхідні для утворення земного магнітного поля; без *магнітного екрану* розвиток сучасних форм життя при інших сприятливих умовах був би неможливий. Добове обертання Землі забезпечує також поперемінне нагрівання і охолодження її поверхні, що сприяє розвитку водної і повітряної циркуляції, динаміці всіх процесів життєдіяльності біосфери, перетворенню речовини земної кори.

Нахил осі обертання до площини орбіти ($23^{\circ}27'$) приводить до періодичної зміни кількості сонячного тепла, що одержують різні ділянки земної поверхні при русі планети по геліоцентричній орбіті. Повне обертання навколо Сонця Земля робить за 365,2564 зоряних діб (сидеричний рік). Площа поверхні Землі рівна 510 млн. км², середній радіус сфери – 6371 км.

21. Внутрішня будова Землі



Уявлення про внутрішню будову Землі базуються на даних спостережень за проходженням подовжніх (P), поперечних (S) і поверхневих сейсмічних хвиль, які виникають при землетрусах. Згідно цим даним, Земля має складно-диференційовану будову і складається з оболонок, що характеризуються різною швидкістю проходження повздовжніх та поперечних сейсмічних хвиль.

Модель внутрішньої будови планети була побудована К.Булленом (1956) та Б. Гутнебергом (1963).

Внутрішня будова Землі: заштриховані області зовнішнього ядра і астеносфери: А - земна кора; В, С - верхня мантія; D - оболонка; Е - верхнє (рідке) ядро; F - перехідна зона; G - внутрішнє ядро.

Геосфера	Інтервал глибин, км	Інтервал густин, $\cdot 10^3$ кг/см ³	Частка об'єму Землі %	$M \cdot 10^{22}$ кг	Частка повної маси %
Кора А	0 – 33	2,7-3,0	1,55	5	0,8
Мантия В	33-400	3,3-3,6	16,67	62	10,4
С	400-1000	3,6-4,6	21,31	98	16,4
Д	1000-2900	4,6-5,6	44,28	245	41,0
Ядро Е	2900-5000	9,4-11,5	15,16	188	31,5
Ф	5000-5100	11,5-12,0	0,28		
Г	5100-6371	12,0-12,3	0,76		

Третина маси Землі припадає на ядро і 2/3 на її мантийну оболонку. При цьому близько половини речовини планети сконцентровано в нижній мантиї в інтервалі глибин 1000 – 2900 км.

22. Тиск і сила тяжіння в надрах Землі

Наростання тиску p з глибиною r в надрах Землі підкоряється гідростатичному закону $p = \rho g r$ – тиск змінюється як безперервна функція, що зростає з глибиною від 0 атм на поверхні до $1,3 \cdot 10^6$ атм на межі зовнішнього ядра і $4 \cdot 10^6$ атм в центрі Землі. Знаючи закон розподілу густини з глибиною, можна розрахувати зміну прискорення сили тяжіння: $g(\rho) = \frac{4\pi G}{R^2} \int_0^R \rho(r) r^2 dr$, де R – відстань від центру Землі до точки, де здійснюється вимірювання. Прискорення сили тяжіння поступово зростає до межі зовнішнього ядра з 9,80 до 9,98 м/с², на межі спостерігається його різкий стрибок до 0,1037 м/с² і потім швидко зменшується нуля в центрі Землі.

23. Термодинамічний стан надр

Тиск і температура усередині Землі визначаються масою планети (середня густина Землі $\rho = 5,52 \text{ г/см}^3$) і визначається відстанню від центра Землі до точки вимірювання $P = P(0)(1 - h^2)$, де $P(0) = \frac{1}{2} g_0 \bar{\rho} R = 1,73 \cdot 10^6 \text{ атм}$. Внаслідок концентрації маси до центру Землі значення g зменшується повільніше і тиск буде вищим теоретичного значення майже в двічі $3,6 \cdot 10^6 \text{ атм}$. Для більш точних розрахунків використовуються дані сейсмології про зміну швидкостей подовжніх V_p і поперечних V_s хвиль усередині Землі.

Внутрішня енергія тіла визначається потенційною енергією взаємодії його атомів U_n і кінетичною енергією їх теплового руху U_k : $E = U_k + U_n$. Величина U_n залежить від V і p ; U_k – від p , V і T : $E(V, T) = U_n(V) + U_k(V, T)$. Внесок тиску, що виникає через внаслідок збільшення температури в умовах планетних надр не перевищує 10–20%. Залежність температури плавлення $T_{пл}$ для хімічно однорідних речовин від тиску була вперше показана Клаузіусом і Клайпероном: $\frac{dT_{пл}}{dP} = \frac{T_{пл}}{L} (V_1 - V_2)$, де L – прихована теплота плавлення; V_1 і V_2 – об'єми рідкої і твердої фаз. На межі зовнішнього ядра і мантії температура рівна 3700 К.

24. Жорсткість та пластичність земних оболонок

Верхні оболонки і зовнішнє ядро Землі в масштабі десятків тисяч років можна розглядати як пластичне тіло. Для істотно менших інтервалів часу це пружне середовище, що підкоряється закону Гука. В цьому полягає фундаментальна фізична особливість Землі як планетного тіла, з якої витікають важливі геофізичні і тектонічні наслідки: менша в порівнянні з літосферою в'язкість астеносферного шару (97% всіх зареєстрованих землетрусів мають вогнища не глибше 30 – 50 км); глибокі землетруси (300 – 720 км) мають обмежене розповсюдження і прив'язані до вузьких лінійних зон країв континентальних плит та островних дуг. Характерна сейсмічність перисфери зумовлена малим

періодом релаксації речовини, на якій вона покоїться, тому напруги, що виникають тут встигають релаксувати без порушення суцільності порід.

25. Деформації і напруги в гірських породах

Гірські породи, що складають земну кору, є продуктами розкладу і відкладення переважно магматичних порід, винесених на поверхню вулканізмом. Породи, що складають земну кору і речовина глибоких надр планети володіють різними пружними властивостями – опором зміні об'єму і форми порід під дією зовнішньої сили.

Деформація породи відбувається унаслідок зсуву атомів (іонів) у вузлах кристалічних ґраток речовини (рідкого, твердого або газоподібного) від положення їх рівноваги. Внутрішні сили взаємодії перешкоджають цій деформації і прагнуть повернути зміщені атоми, молекули або іони, в положення рівноваги. В результаті цього в породі виникають *коливання частинок, які розповсюджуються на сусідні об'єми порід – принцип розповсюдження пружних коливань (сейсмічних хвиль)*.

Для твердої (пори відсутні) породи механічна напруга σ визначається $\sigma = F/S$, де S – площа, на яку впливає сила F . В звичайній пористій породі площа S складається з площі контакту S_0 мінеральних зерен та S_n – площі пор: $S = S_0 + S_n$. В *поровому* просторі напруг немає, тобто напруга виникає тільки на контактах мінеральних зерен: $\sigma' = F/S_0$. Оскільки $S_0 < S$, то із збільшенням пористості напруга σ' зростає. Під впливом зовнішніх сил F гірська порода змінює об'єм, лінійні розміри і форму (деформується).

Виникнення деформації залежить від величини зовнішнього навантаження або характеру внутрішніх зв'язків між частинками породи. Для *деформацій стиску* або *розтягу* (вздовж однієї осі Ox): $\sigma_x = F/x$, йому відповідає *відносна деформація* ϵ_x , $\sigma_x = E\epsilon_x$ – закон Гука, де Тут E – модуль пружності середовища (модуль Юнга); малим напругам в середовищі відповідають малі деформації або гармонічні коливання. Модуль Юнга – фізична характеристика механічних властивостей середовища: $E = \rho c^2$, де ρ – густина, c – швидкість пружних хвиль.

Закон Гука дозволяє розрахувати механічний тиск в будь-якій точці середовища.

Якщо деформація викликає дотичну (тангенціальну) напругу, то вона визначається кутом зсуву α чи деформацією зсуву δ , где $\delta = tg\alpha$, или $\delta = \Delta d/d$:

$\tau = G\delta$, де G – модуль зсуву.

Закон Гука характеризує пружні деформації, що відбувається в малих відрізку часу. Проте пружне тіло Гука в геологічному масштабі часу (тисячі, мільйони років) може поводитися як тіло пластичне – середовище Максвелла. В загальному випадку деформація в твердих породах складається з пружної $f_1(\sigma)$ та пластичної $f_2(\sigma, t)$

Модуль Юнга E [кг/м²] і модуль зсуву G [Н/м²] – основні пружні характеристики середовища. Взаємозв'язок між ними виражає *коефіцієнт Пуассона* (безрозмірна величина): $\chi = \frac{E - 2G}{2G}$. Через E і G визнається швидкість

розповсюдження механічних хвиль в пружному середовищі – об'ємних (повз-

довжніх) c_p – і зсувових (поперечних) c_s : $c_p = \sqrt{\frac{E}{\rho}}$; $c_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$ де ρ – густина

середовища. Відношення c_p/c_s , є функцією коефіцієнта Пуассона:

$$\frac{c_p}{c_s} = \sqrt{2 \frac{1 - \chi}{1 - 2\chi}}$$

Для осадових порід, внаслідок низького опору зсуву рихлих відкладень, величина c_p/c_s коливається в межах 1,4 – 14. Для кристалічних магматичних і метаморфічних порід $c_p/c_s = 1,7 - 1,9$. Швидкість пружних хвиль в породах залежить головним чином від їхньої густини і практично не залежить від частоти коливань, яка визначає ефективність поглинання хвиль.

26. Землетрус

Землетрус – це переміщення блоку гірських порід і удар при його гальмуванні. Землетрус можна розглядати як природний короточасний процес збудження сейсмічного коливання в суцільному середовищі земних надр.

У зоні землетрусу відбувається розрив (розлом) підземних порід. Розлом виникає, коли породи по обидві сторони від розриву зміщуються щодо один одного настільки, що порушується відповідність шарів. Розлом може утворитися під дією різних механічних зусиль - розтягу, стиснення, зсуву, відповідно розрізняють три основні типи геологічних розломів. Розтягуючі зусилля можуть призвести до того, що деякий об'єм породи ковзатиме вниз - виникне розлом типу нормального скиду. При стиску частина породи може бути «видавлена» вгору – розлом оберненого скиду. Можливе переміщення одного об'єму породи відносно іншого за наявності напруг зсуву – поперечний скид.

Інформація про процес землетрусу складається із спостережень за поширенням сейсмічних хвиль. Як наголошувалося раніше, причиною збудження сейсмічних хвиль в системах зв'язаних мас завжди є гальмування рухомої маси при механічній взаємодії з нерухомим середовищем. Енергія сейсмічного випромінювання визначається кінетичною енергією об'єктів, що взаємодіють з нерухомим середовищем.

27. Магнітне поле Землі

В СІ за одиницю напруженості магнітного поля прийнято ампер на метр (1 А/м), проте використовується одиниця вимірювання – *ерстед* 1 Е, $1\text{ А/м} = 4 \cdot 10^{-3} \text{ Е}$. При дослідженнях земного магнетизму напруженість поля виражають в гаммах (γ), $1\gamma = 10^{-5} \text{ Е} = 0,25 \cdot 10^{-2} \text{ А/м}$.

Координати магнітних полюсів:

північний магнітний полюс (в південній півкулі): $\varphi = 71,2^\circ\text{S}$, $\lambda = 150,8^\circ\text{E}$,

південний магнітний полюс (в північній півкулі): $\varphi = 70,5^\circ\text{N}$, $\lambda = 98^\circ\text{W}$

Напруженість магнітного поля на магнітному полюсі і магнітному екваторі складає 0,65 і 0,35 Е відповідно.

Компоненти постійного магнітного поля Землі змінюються на її поверхні з широтою точки спостереження в наступних межах:

повний вектор напруженості поля від +0,62 до -0,73 Е;

горизонтальна складова від 0 до 0,41 Е;

вертикальна складова від +0,62 до -0,73 Е.

28. Структура магнітного поля Землі

Магнітне поле не є постійним, воно незначно періодично змінюється з часом. Середнє значення магнітного поля за тривалий проміжок часу називається *постійним магнітним полем*. Різниця між значеннями текучих спостережень і середньорічним значенням – *змінне магнітне поле* (поле варіацій). Спостережуване магнітне поле векторна сума постійного і змінного полів.

Джерела постійного поля знаходяться *всередині Землі, джерелами змінного* поля є струми у *верхніх шарах атмосфери - іоносфері і магнітосфері*. Постійне магнітне поле на 90% це поле диполя, розташованого в центрі Землі і нахиленого до осі на $11,5^\circ$. Вісь цього магніту (диполя) перетинає земну поверхню в точках, що мають широту $\varphi = 78,2^\circ\text{N}$ і довготу $\lambda = 68,8^\circ\text{W}$ в північній півкулі і $\varphi = 78,2^\circ\text{S}$ і $\lambda = 111,2^\circ\text{E}$ - в південному і зветься геомагнітними полюсами. Центр спостережуваного дипольного поля зміщений відносно центру Землі приблизно на 300 км у бік Тихого океану. Проте Земля не є однорідно намагніченою сферою – виділяється недипольна частина магнітного поля.

29. Генерація магнітного поля Землі

Якщо б магнітне поле Землі було постійним і викликалося намагніченістю земної кори або верхньої мантії, то внаслідок процесів розмагнічування з часом слід було б чекати істотного зменшення величини магнітного моменту, а разом з ним і напруженості геомагнітного поля. Проте вивчення природної залишкової намагніченості гірських порід показало, що починаючи з силурійського періоду (близько 400 млн. років тому назад) дипольний момент

не зменшувався, а безперервно зростає. Для підтримки напруженості геомагнітного поля в надрах Землі повинен діяти *механізм постійної генерації поля*.

Переважає дипольного поля і його осьовий характер, а також західний дрейф з виключно великою для геологічних процесів швидкістю (0,2'', або 20 км), свідчать про зв'язок геомагнітного поля з обертанням Землі. Механізм генерації розташовується в зовнішньому «рідкому» ядрі. Відсутність жорсткого зв'язку між *твердим суб'ядром* і *нижньою мантією* при обертанні приводить до «провертання» твердої оболонки відносно суб'ядра. Утворюються термогравітаційні конвекційні потоки речовини і виникає в'язкий рух рідини між двома сферами, що обертаються навколо спільної осі. Внаслідок малої в'язкості «рідина» зовнішнього ядра не стискувана, а оболонка обертається з меншою кутовою швидкістю по відношенню до твердого суб'ядра.

Характер течії в'язкої рідини між межами захоплюючих її сфер буде залежати від товщини шару, густини рідини ρ , коефіцієнта кінематичної в'язкості ν і середньої лінійної швидкості потоку v , що визначається без розмірною величиною Re (числом Рейнольдса): $Re = \frac{v\Delta R}{\nu}$, де кінематична в'язкість рідини визна-

чається виразом $\nu = \eta/\rho$, v – лінійна швидкість.

З гідродинаміки відомо, що при $Re < 2500$ утворюється *ламінальний потік*, а при $Re > 2500$ – *турбулентний*. Течія в рідкому ядрі стійко ламинарна ($Re = 22,16$), що зумовлено малою кутовою швидкістю повертання зовнішньої сфери щодо внутрішнього ядра і великою в'язкістю рідини. Ця швидкість співмірна із швидкістю західного дрейфу геомагнітного поля. Чисто ламинальний рух рідини приводить до симетричного відносно осі обертання Землі розподілу швидкостей шарів рідини з формою руху у вигляді циліндричних вихорів. Проте, симетричний рух електрично провідної рідини не може створювати і підтримувати магнітне поле. Можливе джерело несиметричної конвекції в зовнішньому ядрі (рушійна сила магнітного динамо) – *прецесія осі обертання Землі, викликана дією гравітаційних полів Місяця та Сонця*; повний її розмах

складає велику величину – $23^{\circ}27'$, кутова швидкість $\omega_{\text{пр}} = 7,7 \cdot 10^{-12} \text{ с}^{-1}$, період 25800 років.

Прецесія створює додаткову силу інерції F (силу Пуанкаре), що викликає обертові моменти, в ядрі та мантиї і зумовлює несиметричну конвекцію в рідкому ядрі. Згідно закону індукції Фарадея величина індукованого магнітного поля буде пов'язана із швидкістю обертання оболонки щодо ядра і величини в'язкого тертя між ними. Розміри магнітоактивних зон для Меркурія і Марсу в даний час не перевищують 200 – 500 км, в Юпітера в 1600 разів перевершують об'єм рідкого ядра Землі (для порівняння: в Землі – близько 2000 км), Місяць не має рідкого ядра і власного магнітного поля. Сучасна полярність магнітних полів Марса і Юпітера зворотна порівняно з полярністю магнітного поля Землі і Меркурія, хоча всі ці планети мають пряме обертання.

30. Інверсії магнітного поля Землі

Інверсія – самовільна зміна знаку магнітного поля (магнітні полюси обмінюються положеннями). Інверсії пояснюються в'язким гальмуванням внутрішнього ядра, що обертається з різною кутовою швидкістю відносно оболонки. Для підтримки динамо-процесу в зовнішньому ядрі вимагається енергія 10^{12} Вт. Гідромагнітні течії в ядрі виникають в результаті прецесії земної осі (10^8 Вт) та внаслідок гравітаційної диференціації ($2 \cdot 10^{12}$ Вт), що достатньо для підтримки динамо-процесу. Проте спостережувані варіації зміни тривалості доби на 0,1 мс в рік відповідають зміні кінетичної енергії обертання Землі близько $1,6 \cdot 10^{13}$ Вт, що на порядок перевершує потужність розглянутих джерел енергії в ядрі, тому нерівномірність обертання Землі обумовлена не зміною величини електромагнітної взаємодії, а передачею енергії руху від верхніх шарів рідкого ядра до нижніх .

31. Магнітні властивості гірських порід

Всі гірські породи, що утворюють земну кору, за магнітними властивостями поділяються на діамагнетики, парамагнетики і феромагнетики.

Діамагнетики ($\chi < 0$, $\chi \approx 10^{-4} - 10^{-6}$) – практично немагнітні породи. До діамагнетиків відносяться кам'яна сіль, гіпс, кварц, кальцит.

Парамагнетики ($\chi > 0$, $\chi \approx 10^{-4}$). Парамагнітними властивостями володіє більшість гірських порід і мінералів: майже всі осадові породи (вапняки, доломіти, пісковики, глини), багато метаморфічних і магматичних порід (граніти, гнейси). Магнітна сприйнятливість діамагнітних і парамагнітних порід не змінюється в широких межах варіацій зовнішнього магнітного поля.

Феромагнетики ($\chi > 0$, $\chi \approx 10^3$). Основні феромагнітні мінерали: магнетит (Fe_3O_4), титаномагнетит (Fe_2TiO_4), гематит (Fe_2O_3), ільменіт (FeTiO_3), піротин (FeS).

Магнітні властивості гірських порід обумовлені вмістом феромагнітних мінералів у вигляді дрібних зерен в загальній діа- та парамагнітній масі, що становить основний об'єм породи. Кількість розсіяних (акцесорних) мінералів і визначає *магнітну сприйнятливість* χ і *залишкову намагніченість* гірських порід.

32. Полярне сяйво

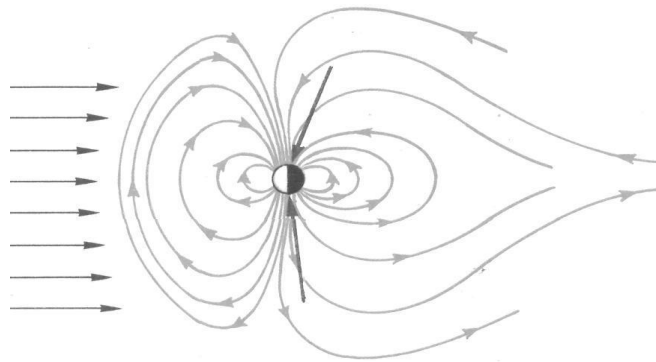
Зона спостереження.

Полярні саява спостерігаються в зонах, що овалом оточують полюси – *овальні зони полярних саяв (авроральні зони)*. Фактично полярні саява відбуваються в цих зонах постійно. Овал зони саяв зміщений в нічну сторону земної кулі. На денній стороні (стороні, оберненій до Сонця) зона лежить в межах широт 75-80°, на нічній стороні приблизно – 60 - 70°. Положення овалу зони фіксоване по відношенню до Сонця – протягом доби Земля здійснює оберт під цим овалом. Наведені дані про розміри і положення овальних зони полярних саяв відносяться до періодів «спокійного Сонця», коли сонячна активність знаходиться на середньому рівні. При підвищенні сонячної активності розміри зони саяв істотно збільшуються. Після сильних збурень на Сонці зона саяв може розширитися на середні і навіть нижні широти – аж до екватора. При цьому помітно зростає інтенсивність саяв.

Природа полярного сяйва.

Від Сонця у всі боки, і зокрема до Землі розповсюджуються не тільки хвилі електромагнітного випромінювання, але й потоки заряджених частинок, що летять з великою швидкістю – **сонячний вітер**. Потрапляючи в земну атмосферу, частинки сонячного вітру (електрони і протони) фокусуються і спрямовуються магнітним полем Землі, проникаючи в межах зон полярних сяйв в атмосферу до висот близько 100 км (але не нижче!).

Стикаючись з атомами і молекулами атмосферного повітря, вони іонізують їх, внаслідок чого виникає люмінесцентне світіння – **полярне сяйво**. На заряджену



частинку з боку магнітного поля діє сила Лоренца, одночасно перпендикулярна і напрямку вектора магнітного поля і напрямку вектора швидкості руху частинки. При позитивному заряді частинки (протон) *напрямок сили Лоренца*

визначається за правилом лівої руки, при негативному заряді (електрон) він протилежний до напрямку розрахованого для протона.

Нехай протон з зарядом $|e|$ влітає в однорідне магнітне поле, перпендикулярно до ліній магнітної індукції.

На нього діє сила Лоренца, рівна $F_L = |e|vB$, не змінює швидкості частинки, але

викривляє її траєкторію, надаючи доцентрового прискорення: $|e|vB = m \frac{v^2}{R}$.

Частинка рухатиметься по спіралі навколо силової ліній магнітного поля;

радіус спіралі $R = \frac{mv}{|e|B}$.

В неоднорідному магнітному полі Землі (вектор індукції земного магнітного поля має різні напрямки і величину в різних точках простору) *заряджена частинка* також буде описувати *спіральну траєкторію* навколо силових ліній.

Проте, на відміну від однорідного поля, ці спіралі характеризуються

двома особливостями:

- при переміщення частинки вздовж силової лінії радіус спіралі змінюється – якщо частинка потрапляє в область порівняно сильного поля (більший по модулю вектор індукції), то радіус кривизни траєкторії зменшується і навпаки.
- змінюється не тільки радіус, але й крок спіралі.

Припустимо, що початкова швидкість частинки направлена таким чином, що частинка, описуючи спіраль, переміщається в область сильного поля. В цьому випадку вона буде зустрічати протидію збоку поля; на частинку буде діяти сила, що прагне повернути її назад, в результаті крок спіралі стане поступово зменшуватися. Зменшення буде відбуватися до тих пір, поки крок не стане рівним нулю, після чого частинка, продовжуючи рух по спіралі, почне переміщатися назад - в область більш слабого поля. Тепер вказана сила буде прискорювати частинку, внаслідок чого крок спіралі почне зростати.

Позитивно заряджена частинка закручуватиметься за годинниковою стрілкою, негативно заряджена – проти годинникової стрілки.

Люмінесценція.

Для люмінесценції необхідно, щоб в середовищі накопичилася енергія (енергія збудження), яка потім висвічується середовищем - виникає випромінювання люмінесценції.

Флуоресценція – світіння , що відбувається відразу після отримання тілом енергії збудження – через час 10^{-8} - 10^{-6} с.

Фосфоресценція – люмінесценція, що спостерігається після припинення збудження через час порядку хвилин і годин.

Полярне сяйво - флуоресцентне світіння.

Люмінесценція (точніше кажучи, флуоресценція) **полярних саяв** – катодолюмінісценція викликана потоками електронів, що вторгаються в земну атмосферу і гальмуються при зіткненнях з молекулами атмосферних газів.

Енергія молекули газу *квантується*: приймає лише деякі певні значення. В звичайному стані мікрочастинка знаходиться на нижньому (основному) енергетичному рівні, її енергія мінімальна. Збудження, передане від швидкої частинки космічного вітру переводить молекулу стрибком на один з більш високих її енергетичних рівнів, з якого вона потім стрибком або декількома стрибками (через проміжні рівні) повертається назад. Перехід на основний енергетичний рівень супроводжується (проте, не завжди) випромінюванням квантів світла (фотонів).

Якщо стрибок (квантовий перехід) відбувається з рівня, що має енергію E_2 , на рівень з енергією E_1 ($E_2 > E_1$), то випромінюється фотон з енергією $\varepsilon = E_2 - E_1$.

Частота світла, що складається з таких фотонів: $\nu = \frac{\varepsilon}{h} = \frac{(E_2 - E_1)}{h}$, де $h = 6,62 \cdot 10^{-34}$

³⁴ Дж·с – стала Планка. Довжина світлової хвилі $\lambda = \frac{c}{\nu} = \frac{ch}{(E_2 - E_1)}$, де

$c = 3 \cdot 10^8$ м/с.

Приклад: взаємодія атомів кисню електронами сонячного вітру у верхніх шарах земної атмосфери приводить до їх переходу в збуджений стан з наступною релаксацією через проміжний рівень. Атоми випромінюють фотони з довжинами з довжинами хвилі, що відповідають енергіям двох квантових переходів: $\lambda_1 = 0,56$ мкм (зелене світло) та $\lambda_2 = 0,63$ мкм (червоне світло).

Типи полярних саяв.

Розрізняють два типи полярних саяв - викликані потоками електронів електронні саява і потоками протонів – протонні саява. Головну роль відіграють

Електронні полярні саява. Потік електронів сонячного вітру досягаючи Землі, взаємодіє з її магнітним полем. Електрони захоплюються геомагнітним полем і далі рухаються по спіральних траєкторіях навкруг силових ліній поля. Лінії, поступово згущуючись, підходять до земної поверхні в приполярних областях. Туди спрямовуються електрони, що закручуються навколо силових ліній, проте

досягти поверхні Землі вони все не можуть, оскільки в міру переміщення уздовж лінії поля і наближення до земної поверхні електрон потрапляє в області все більш сильного поля.

Неоднорідне магнітне поле прагне виштовхнути заряджену частинку в тому напрямку, в якому це поле слабшає. На електрон, що опускається в земній атмосфері, буде діяти збоку геомагнітного поля сила, що прагне відкинути його назад у верхні шари атмосфери. В результаті, опустившись до висоти близько 100 км, електрони відбиваються геомагнітним полем назад; уздовж тих же самих силових ліній вони повертаються у верхні шари атмосфери для того, щоб рухаючись вздовж цих ліній, почати опускатися до земної поверхні в іншій півкулі.

АТМОСФЕРА ЗЕМЛІ

33. Еволюція атмосфери Землі

Атмосфера Землі формувалася за рахунок дегазації і вулканізму із *зони астеносфери*. Маса атмосфери і її хімічний склад еволюціонували в історії Землі. Сучасна атмосфера має азотно-кисневий склад: 78,1% – азоту, 20,9% – кисню. В ній також міститься від 0,3 до 3% парів води, 0,9% аргону і 0,03% вуглекислого газу. Серед домішок присутній неон, криптон, водень, метан. Такий склад атмосфера має до висоти 100 – 120 км при загальній товщині газової оболонки 1800 – 2000 км.

На початкових етапах своєї еволюції первинна земна атмосфера містила водень, метан, аміак, сірководень, вуглекислоту, вулканічні гази складного складу. В результаті фотолізу молекула води дисоціювала на атоми водню і радикали гідроксилу: $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{OH}^-$; гідроксильні радикали, взаємодіючи один з одним утворюють молекули перекису водню з подальшим розпадом їх на воду і вільний молекулярний кисень $4\text{HO} \rightarrow 2\text{H}_2\text{O}_2 \rightarrow 2\text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$. Вільні атоми водню, що не ввійшли в реакції, підіймаються у верхні зони атмосфери, де утворюють протоносферу і дисипують в космос. Порівняно важчий кисень, опускається під дією сили тяжіння в нижні шари атмосфери, поступово нагромаджуючись.

Завдяки хімічній активності атмосферного кисню в первинній атмосфері почалися процеси окислення глибинних газів. Оксиди, що утворилися при цьому, випадали в осад, а частина газів, у тому числі і метану, не вийшла на поверхню планети і залишилася в *колекторах* земної кори. У верхніх горизонтах астеносфери – низах земної кори – цілком могли утворюватися органічні сполуки по схемі: $\text{H} + \text{CO}_2 + \text{NH}_2 \rightarrow \text{органіка}$, що дали початок глибинним нафті та газу.

Процес фотолітичного утворення кисню атмосфери був основним на початку геологічної еволюції Землі. Основними компонентами вторинної атмосфери були вуглекислота та двоокис азоту, створилися умови для появи фотосинтезуючих рослин типу синьо-зелених водоростей. З їх появою процес

насичення атмосфери киснем прискорився. При асиміляції вуглекислоти атмосфери зеленими рослинами утворювався кисень, а при освоєнні ґрунтовими бактеріями – двоокис азоту.

Таким чином нестійка *вторинна атмосфера переходить в третинну атмосферу*, що складається з суміші вільних молекул азоту і кисню.

34. Стійкість атмосфери Землі

Ступінь стійкості цієї сучасної атмосфери визначається масою планети і температурою її газової оболонки. Очевидно, що дисипація атмосфери почнеться у тому випадку, коли параболічна швидкість молекули газу, що відривається від Землі, $V_{пар}$ буде меншою середньоквадратичної швидкості її

теплового руху $\langle V_{квадр} \rangle$: $V_{пар} \leq \langle V_{квадр} \rangle = \sqrt{\frac{3kT}{M}}$. Земна атмосфера не здатна

утримувати водень і гелій, які будуть безперервно втрачатися (*дисипувати*).

Час повної дисипації всього атмосферного водню при $T = 1600$ К складає чотири роки, гелію – 1,6 млн. років, кисню – 10^{29} років.

Постійна присутність в атмосфері водню і гелію свідчить про безперервне поповнення ними газової оболонки за рахунок глибинних газів планети.

До висоти приблизно 500 км атмосфера достатньо щільна і молекули, теплова швидкість яких в цьому діапазоні висот буде рівною або більшою параболічної (перша космічна швидкість), не зможуть покинути її. Проте вище 500 км газ настільки розріджений, що вірогідність зіткнень різко зменшується.

35. Будова атмосфери Землі

Атмосфера має шарувату (стратифіковану) будову.

До висоти 100 – 120 км внаслідок активних турбулентних процесів, викликаних температурними контрастами між екватором і полюсами, нерівномірним нагріванням земної поверхні сонячним теплом, відбувається інтенсивне перемішування повітряних мас. Вище вказаної межі відбувається гравітаційне розділення газів по питомій вазі.

Від 120 до 400 км переважають молекулярний азот і атомарний кисень. Вище (до висоти 700 км) переважає атомарний кисень. Зовнішня частина атмосфери (до 1000 – 1500 км) має переважно гелієво-водневий склад. Водень і гелій піднімаються над більш важкою молекулярно газовою оболонкою, причому в верхніх шарах атмосфери вони повністю іонізовані.

Спостережувана структура земної атмосфери склалася під впливом трьох основних чинників – гравітаційного розшарування, турбулентного перемішування і взаємодії газів з сонячною радіацією. Виділяються чотири основних шари: тропосфера, стратосфера, мезосфера і термосфера (іоносфера).

Тропосфера простягається до висоти 12 – 18 км; містить до 80% маси всієї атмосфери, водяного пару і частинок пилу антропогенного і природного походження. На рівні моря атмосферний тиск рівний 760 мм ртутного стовпа, або 101332 Па. *З висотою тиск зменшується* і на верхній межі тропосфери не перевищує 0,026 атм (2600 Па). Атмосфера оптично прозора в межах довжин світлових хвиль 455 – 700 нм. Світло і тепло частково розсіюються хмарами і частинками пилу, але в основному досягають земної поверхні, нагріваючи її до 20 – 40°C. Нагріваючись, Земля перевипромінює тепло в атмосферу, але в довгохвильовому діапазоні – інфрачервоному; це тепло поглинається парами води і вуглекислого газу. Відбувається прогрівання тропосфери знизу. *З висотою температура тропосфери падає в середньому на 6 градусів на кілометр*. Завдяки нахилу земної осі до площини орбіти і сферичності Землі, кількість тепла, одержувана земною поверхнею по довготі – від екватора до полюсів – сильно змінюється; на його розподіл чинять вплив рельєф, океанічні і морські басейни.

Стратосфера простягається від верхньої межі тропосфери до висоти 50 – 55 км; температура мало змінюється і складає близько 220 К. Внаслідок вимерзання парів води у верхніх шарах тропосфери в стратосфері майже не відбувається поглинання інфрачервоного випромінювання, що поступає знизу. Теплопровідність стратосфери значно вища, порівняно з тропосферою, що визначає стабільність її температури. Тиск на верхній межі знижується до $3 \cdot 10^{-3}$

атм (300 Па). Температура підвищується до 270 К (близько 0°C), що обумовлюється екзотермічною фотохімічною реакцією розкладу молекули озону O₃. Реакція йде за рахунок поглинання озоном ультрафіолетового випромінювання з довжиною хвилі 288,4 нм. Озоновий шар розташовується на висоті 20 - 30 км і є щитом на шляху ультрафіолетового випромінювання..

Мезосфера розташовується в інтервалі висот 50 – 85 км; температура 140 – 170°К. Інфрачервоне випромінювання від земної поверхні не надходить; тиск становить $7 \cdot 10^{-5}$ атм (7 Па).

Термосфера (іоносфера) лежить вище 85 км; температура починає рости від меж мезосфери і на рівні 400 км досягає максимального значення 1000 К, збільшуючись в період сонячної активності до 1800 К; вище 400 км температура не змінюється. В термосфері газ під дією жорсткого ультрафіолетового випромінювання перетворюється на *слабоіонізовану плазму*. Термосфера тягнеться до висоти 1200 км і далі переходить в протоносферу.

Протоносфера – воднева оболонка Землі, лежить вище 1200 км, майже повністю складається з іонізованого водню з незначною домішкою гелію. Густина газу тут дуже мала, а тиск зменшується до 10^{-14} атм (10^{-9} Па). В умовах такого розрідження при зіткненні з квантами високих енергій атоми і іони водню набувають високих швидкостей, що перевищують параболічну (8,2 км/с); можливість втрати енергії за рахунок зіткнення з іншими атомами дуже мала, вірогідність дисипації водню і гелію різко зростає. Вся протоносфера за відсутності безперервного поповнення її за рахунок фотолізу молекул води розсіялася б за декілька десятків секунд.

ОПТИЧНІ ЯВИЩА В АТМОСФЕРІ

36. Колір неба

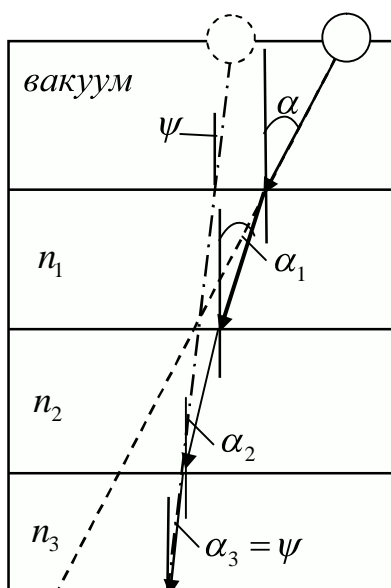
Причина: розсіювання світла Сонця на неоднорідностях атмосфери.

Закон Релея: інтенсивність розсіяного світла пропорційна четвертому степеню довжини світлової хвилі. Найкраще розсіюються світлові хвилі з високими частотами – спектр розсіяного світла зсунутий в бік високих частот; спектр світла, що залишається в пучку зсунутий до низьких частот. Розсіювання відбувається на флуктуаціях густини повітря (випадково утворених областях скупчення чи розрідження хаотично рухомих молекул), а також частинках пилу та мікрокраплях води.

37. Рефракція

Рефракція світла в атмосфері – викривлення світлового променя при проходженні в атмосфері, викликане її оптичною неоднорідністю. Розглядаються не локальні неоднорідності, пов'язані з флуктуаціями густини повітря, а зміни густини повітря (і показника заломлення) з висотою чи при зміні температури (нагріванні і охолодженні).

Показник заломлення середовища $n = c/v$ (c – швидкість світла у вакуумі, v – швидкість світла в даному середовищі) залежить від густини середовища – чим



щільніше повітря, тим менше v і тим більший показник заломлення повітря. Густина повітря знижується при переході від нижніх шарів атмосфери до верхніх, зменшується з нагріванням і залежить від вітру.

Астрономічна рефракція – викривлення світлового променя, що приходить до земного спостерігача від небесних тіл (Сонця, Місяця, зірок,).

Земна рефракція – викривлення світлового променя,

що йде від земних об'єктів. Внаслідок викривлення ходу променя спостерігач бачить об'єкт не в тому напрямі, яке відповідає дійсності; об'єкт може відображатися спотвореним; можливо спостерігати об'єкту, який знаходиться за лінією горизонту.

Нехай атмосфера складається з оптично однорідних горизонтальних шарів; показник заломлення кожного шару різний і поступово зростає при переході від верхніх шарів до нижніх: $n_1 < n_2 < n_3$, за верхньою межею атмосфери показник заломлення рівний одиниці.

Згідно з закону заломлення світла на межі двох середовищ – *траєкторія світлового променя, що приходить до земного спостерігача від деякого заатмосферного об'єкту має вид ламаної лінії.* Густина атмосфери (показник заломлення) змінюється з висотою неперервно – світловий промінь поширюється вздовж кривої лінії.

При відсутності рефракції світла в атмосфері, заатмосферний об'єкт спостерігався б під кутом α (кут α – *зенітна відстань об'єкта*, відраховується по відношенню до вертикалі). Через рефракцію спостерігач бачить об'єкт не під кутом α , а під утлomu ψ . Оскільки $\psi < \alpha$, то об'єкт для спостерігача знаходиться вище над горизонтом, ніж це є насправді; Різниця $\Omega = \alpha - \psi$ називають *кутом рефракції*.

Сплюснутість сонячного диска на заході.

Коли сонце стоїть високо над горизонтом, його диск має форму круга; земний спостерігач бачить цей круг під кутом $32'$. Сонячний диск, що заходить сплюснутий по вертикалі; його вертикальний поперечник видно під кутом $26'$, що на $6'$ менше кутових розмірів горизонтального поперечника. Це і є причиною рефракції світла в атмосфері.

Максимальний кут рефракції (кут рефракції при $\psi = 90^\circ$) складає $35'$. Коли спостерігач фіксує торкання нижнього краю світила до лінії горизонту, в даний момент цей край знаходиться на $35'$ нижче лінії горизонту – весь сонячний диск вже за горизонтом. Верхній край сонячного диска піднімається внаслідок

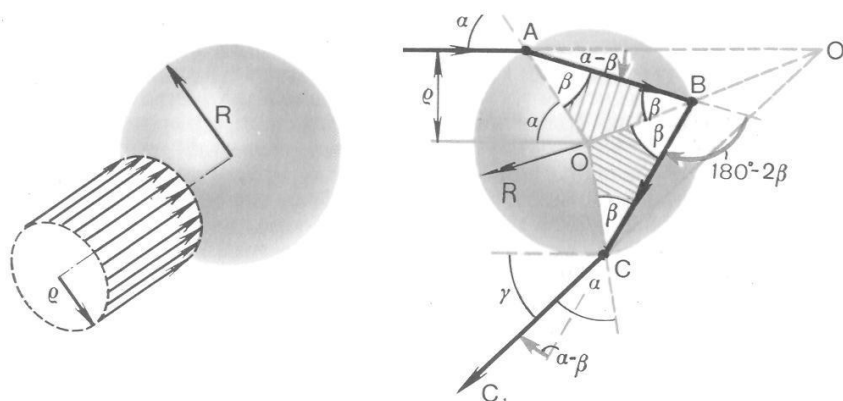
рефракції світла порівняно менше, ніж нижній – не на $35'$, а на $29'$, оскільки рефракція зменшується при зменшенні зенітної відстані. Таким чином сонце, що заходить, здається спостерігачу сплюснутим по вертикалі.

38. Веселка

Хід променів світла в дощовій краплі.

Нехай на дощову краплю кулястої форми радіусом R падає пучок паралельних світлових променів. Назвемо прицільним параметром променя відношення ρ/R , де ρ – відстань від даного променя до паралельної йому прямої лінії, яка проходить через центр краплі.

Будемо спочатку вважати, що все світлове проміння має одну й ту саму довжину хвилі, тобто



будемо розглядати заломлення і віддзеркалення світла в краплі без урахування його дисперсії. Крапля має форму кулі.

Сферична симетрія краплі приводить до того, що всі промені з однаковим прицільним параметром будуть описувати всередині краплі аналогічні траєкторії і виходитимуть з краплі під одним і тим же кутом до первинного напрямку. Траєкторія кожного променя лежить в площині, що проходить через початкове положення даного променя і паралельну йому пряму, проведену через центр краплі. Тому будемо розглядати двовимірну задачу, зображаючи хід світлового проміння в згаданій площині.

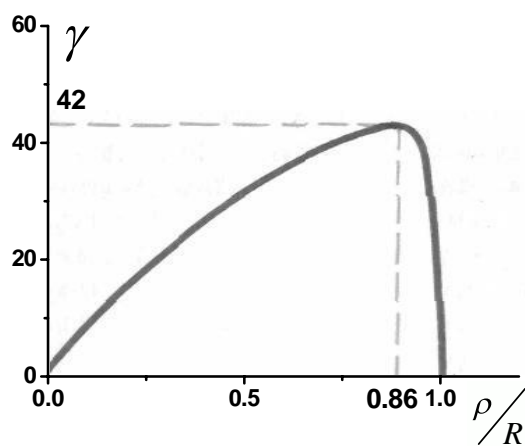
На малюнку показано хід променя, що має прицільний параметр ρ/R . Видно, що $\rho/R = \sin \alpha$, де α – кут падіння променя на поверхню краплі.

Оскільки трикутники AOB і BOC рівнобедрені, то $\angle OAB = \angle ABO$ і $\angle OBC = \angle BCO$. Кут падіння рівний куту відбивання, тому $\angle ABO = \angle OBC$. Позначимо всі ці кути через β (див. малюнок). Картина ходу променя

симетрична відносно прямої OO' . В точках A і B світловий промінь, заломлюючись, повертається на кут $\alpha - \beta$ (в кожній з цих точок). В точці B світловий промінь повертається на кут $180 - 2\beta$. Таким чином, промінь, що виходить з краплі CC_1 виявляється повернутим відносно початкового напрямку на кут: $2(\alpha - \beta) + (180 - 2\beta) = 180 + 2\alpha - 4\beta = 180 - \gamma$, $\gamma = 4\beta - 2\alpha$. Виразимо кут γ через прицільний параметр падаючого на краплю променя. Закон заломлення в точці A має вигляд: $\sin \alpha / \sin \beta = n$, де n – показник заломлення води. Використовуючи $\beta = (\gamma + 2\alpha) / 4$, одержуємо $\sin \alpha / n = \sin \frac{\gamma + 2\alpha}{4}$, або $\arcsin(\sin \alpha / n) = \frac{\gamma + 2\alpha}{4}$, звідки $\gamma = 4 \arcsin(\sin \alpha / n) - 2\alpha$. Враховуючи, що $\rho / R = \sin \alpha$, можна записати $\gamma = 4 \arcsin(\rho / Rn) - 2 \arcsin(\rho / R)$.

Найбільший кут між падаючим на краплю променем і променем, який виходить з краплі.

По мірі збільшення прицільних параметрів променів від нуля до одиниці кут γ



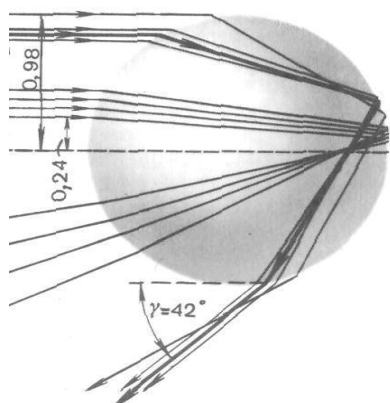
росте від нуля до деякого максимального значення, а потім зменшується, знов перетворюючись в нуль при $\rho / R = 0,994$ (для жовтих променів).

Для того, щоб знайти максимальне значення кута γ між падаючим на краплю променем і променем, що виходить з неї необхідно дослідити функцію $\gamma(\rho / R)$ на

екстремум – взяти похідну по ρ / R і знайти значення γ_{\max} , при якому ця похідна перетворюється в нуль. Для показника заломлення води $4/3$ отримаємо

значення $42^{\circ}02'$. На малюнку представлена залежність кута γ від прицільного параметра ρ/R .

На дощову краплю падають промені з різними прицільними параметрами (від 0 до 1). Вони виходять з краплі під різними кутами γ .

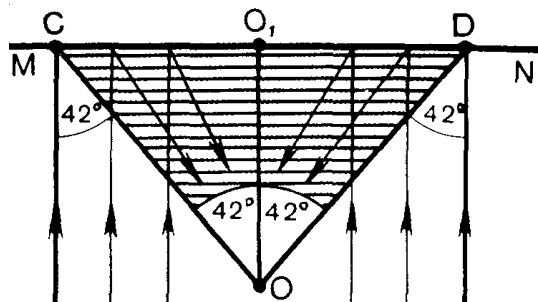


Спостерігач побачить більш яскравими ті промені, які будуть мати меншу розбіжність. Такими є промені, що потрапляють в район максимуму залежності $\gamma(\rho/R)$.

Згущення променів, що виходять з краплі, поблизу кута $\gamma = 42^{\circ}$ демонструє малюнок, на якому показано траєкторії світлич променів, що характеризуються різними прицільними параметрами.

Формування веселки.

Веселка має вид дуги, спостережуваної під кутом 42° до прямої лінії, що проходить через спостерігача і сонце. Для простоти будемо вважати, що сонце знаходиться на лінії горизонту; завіса дощу має вид вертикальної стіни,



площина якої перпендикулярна до напрямку сонячних променів. На малюнку показано переріз площиною, співпадаючою з площиною поверхні, на якій стоїть спостерігач: MN – завіса дощу, O – спостерігач, O_1 – протисонячна точка.

На малюнку заштрихована область, в межах якої в око спостерігача потрапляють промені, кожен із яких зазнав в якійсь краплі дощу відбивання і двократного заломлення; зовні цієї області такі промені до даного спостерігача не потрапляють.

Промені, що приходять до спостерігача від дощових крапель, що знаходяться справа від C і зліва від D, послаблені через відносно велику розбіжність.

Найбільш яскравими будуть промені, що приходять до спостерігача від межі заштрихованої області, тобто від крапель поблизу точок С і D, оскільки розбіжність цих променів мінімальна. Таким чином, якби в спектрі сонця була наявна лише одна довжина хвилі, спостерігач побачив би веселку в вигляді вузької дуги, що світиться. При цьому небо під дугою буде для спостерігача світлішим, ніж над дугою. Краплі дощу, не висять в повітрі нерухомо, а досить швидко падають вниз. Тому певна крапля бере участь у формуванні зображення веселки лише протягом короткого проміжку часу – тоді, коли напрям на неї від спостерігача складає з напрямом OO_1 , кут, близький до 42° . Краплі змінюють одна одну так швидко, що око спостерігача не відчуває змін, в результаті він бачить нерухоме зображення веселки. Аналогічно формується нерухоме зображення на екрані телевізора, не зважаючи на те, що кожної секунди відбувається зміна 24 кадрів.

Кольори веселки.

В сонячному спектрі представлені різні довжини хвиль; саме тому реальна веселка виявляється не просто світлою дугою, а різнобарвною.

Для врахування немонохроматичності сонячного світла будемо розглядати тільки дві довжини хвилі – для червоного та фіолетового світла. Вони характеризуються показниками заломлення $n_{\text{ч}} = 1,331$ (червоний промінь) і $n_{\text{ф}} = 1,344$ (фіолетовий промінь). Можемо знайти значення кута γ_{max} для червоного променя $\gamma_{\text{ч}} = 42^\circ 22'$ та для фіолетового променя - $\gamma_{\text{ф}} = 40^\circ 36'$. Таким чином, ці кути різні для променів різного кольору – спостерігач буде бачити червону дугу під кутом $42^\circ 22'$ і фіолетову дугу під кутом $40^\circ 36'$. Для інших довжин хвиль розрахунок аналогічний. Виникнення кольорової веселки пояснюється не тільки тим, що для кожного кольору є свій найбільший кут γ_{max} , але і тим, що поблизу цього кута змішування кольорів відбувається в найменшій мірі.

ВОДЯНА ПАРА В АТМОСФЕРІ

39. Туман

При температурах, вище -20°C туман складається з дрібних крапельок води діаметром 0,5 -100 мкм. В звичайному тумані діаметр водяних крапель в порядку 10 мкм.

Водність туману - загальна маса всіх крапель в одиниці об'єму туману. Водність туману звичайно не перевищує $0,1 \text{ г/м}^3$; в особливо щільних туманах вона досягає 1 г/м^3 .

Абсолютна вологість повітря (при даній температурі) – загальна маса водяної пари в одиниці об'єму повітря.

Відносна вологість повітря f (при даній температурі) – відношення абсолютної вологості до густини насиченої пари: $f = \frac{\rho}{\rho_H} \cdot 100\%$. При

фіксованій температурі тиск водяної пари p пропорційний його густині ρ .

Відносна вологість повітря f (при даній температурі) – відношення тиску p водяних парів при цій температурі до тиску p_H насичених парів при цій температурі: $f = \frac{p}{p_H} \cdot 100\%$.

Точка роси – температура, при якій пара, що міститься в повітрі, стає насиченою.

Динамічна рівновага (при даній температурі) – число молекул води, що покидають за одиницю часу рідину, в середньому рівне числу молекул води, що повертаються назад за той же час. Процеси випаровування і конденсації взаємно компенсуються. Водяна пара, що знаходиться в цьому випадку над поверхнею води, називається насиченою.

Якщо температура раптом підвищиться, пара стане ненасиченою: процес випаровування почне переважати над процесом конденсації, в результаті тиск пари почне рости, що триватиме до моменту встановлення динамічної рівноваги.

Якщо температура знизиться, пара стане перенасиченою - конденсація почне переважати над випаровуванням. В результаті тиск пари знижуватиметься до досягнення динамічної рівноваги, тобто стану насичення пари. Тиск (густина) насиченої пари залежить від зростає з ростом температури.

Природа туману: найбільш швидкі молекули води, подолавши сили притягання з боку інших молекул, вириваються з поверхні рідини і утворюють пару над нею.

Ми називаємо це випаровуванням води. Молекули водяної пари стикаються між собою з молекулами повітря, *частина молекул пари переходить назад в рідину – конденсація пари.*

Процес утворення туману - аналог випадання роси, яке відбувається не на поверхні землі або води, а в об'ємі повітря. При певних умовах водяні пари, що знаходяться в повітрі, частково конденсуються, внаслідок чого і виникають водяні крапельки туману. Дуже невелика частина маси водяних парів перетворюється на воду, що міститься в крапельках туману – не більше 1% .

Умови виникнення туману. Необхідно, щоб в повітрі містилося достатньо велике число **ядер конденсації** - *центрів, на яких відбувається конденсація пари.* (випадкові скупчення молекул, іони, крапельки води, порошинки, всілякі дрібні забруднення). Необхідною є наявність пересиченої пари з густиною у декілька разів більшою густини насиченої пари.

Типи туманів:

- Нехай повітря має достатньо велику абсолютну вологість ρ_0 і температура повітря поступово знижується. При досягненні точки роси пара насичується; при подальшому охолодженні стає пересиченою. Повітря охолоджується до такої температури, щоб відповідна їй густина насиченої пари виявилася меншою абсолютної вологості. в даному випадку випадає **туман охолодження**.

- Нехай повітря має достатньо низьку температуру. З відносно теплої поверхні в холодне повітря випаровується додаткова кількість пари – в результаті абсолютна вологість повітря підвищується до значень, що у декілька

разів перевищують значення густини насиченої пари при даній температурі. При цьому випадає **туман випаровування**.

Приклади.

А). Прилегле до води ранкове охололе повітря, має нижчу температуру, ніж вода – з теплої водної поверхні в холодне повітря випаровується додаткова кількість пари – туман випаровування.

Б). Відбувається випаровування додаткової кількості пари у відносно холодне повітря, яке знаходиться над поверхнею льоду з відносно теплої поверхні, якою є поверхня відкритої води – туман випаровування.

В). Теплі шари повітря, що насичені вологою, підіймаються вгору і сильно охолоджуються – виникає туман охолодження, який потім опускається.

Г). Внаслідок переходу тепла від нагрітого шару приповерхневого повітря до землі, що швидко остигнула, відбувається охолодження повітря – виникає типовий туман охолодження.

40. Хмари

Процес формування хмари починається з підйому маси вологого повітря вгору з поступовим розширенням, яке можна вважати адіабатним, оскільки повітря підіймається швидко і при достатньо великому об'ємі повітря теплообмін з навколишнім середовищем за час підйому не встигає відбутися. При адіабатному розширенні газу його температура знижується – вологе повітря, що підіймається вгору охолоджуватиметься. Коли температура повітря знизиться до точки роси, стане можливим процес конденсації водяної пари, що міститься в повітрі за наявності в атмосфері достатньої кількості ядер конденсації. *Якщо ядер мало, конденсація починається не при температурі, рівній точці роси, а при нижчих температурах.*

Конденсація починається на висоті H – **нижня межа хмари**, що формується. Повітря, що продовжує підніматися знизу проходить крізь цю межу, і процес конденсації парів буде відбуватися вже вище - хмара розвивається у висоту.

Вертикальний розвиток хмари припиниться тоді, коли повітря перестане підійматися; при цьому сформується *верхня межа хмари*.

Причини підйому повітря, види хмар:

- підйом повітряних мас унаслідок *конвекції* – коли в жаркий день сонячне проміння сильно прогріє земну поверхню і вона передасть тепло приземним шарам повітря – *хмари конвекційного походження - купчасті хмари*.
- вітер, що дме в горизонтальному напрямку вздовж поверхні землі може зустріти на своєму шляху гори або інші природні підвищення; обтікаючи їх вітер перемістить вгору повітряні маси; хмари, що утворюються в даному випадку, називають хмарами *орографічного походження* – *шаруваті і шарувато-дощові хмари*.
- хмари утворюються в зоні взаємодії теплих і холодних повітряних фронтів; якщо маси теплового повітря, переміщаючись в горизонтальному напрямку, відтісняють холодне повітря, виникає *теплий фронт*; якщо наступаюче холодне повітря рухається швидше відступаючого теплового, то говорять про *холодний фронт*; поблизу межі між теплими і холодними повітряними масами виникають *висхідні потоки повітря* (як теплового, так і холодного).

В результаті можуть утворитися *хмари горизонтального розвитку: шарувато-дощові, висококупчасті, перисті*; на теплому фронті наступаюче тепле повітря насувається на холодне повітря і по ньому підіймається вгору; на холодному фронті наступаюче холодне повітря проникає під тепле повітря і піднімає його. Вертикальні переміщення повітряних мас можуть бути пов'язані з циклонною діяльністю, пов'язаною з взаємодією теплих і холодних фронтів.

Циклони і антициклони – *атмосферні вихори діаметром до декількох тисяч кілометрів висотою 10-20 км*; поблизу поверхні Землі вітри направлені від периферії до центру циклону, оскільки там тиск повітря менший, ніж на периферії. В Північній півкулі вітри «закручуються» до центру *циклону проти* *годинникової стрілки*, а в Південній - *за* *годинниковою стрілкою*. Стікаючись до центру циклону повітряні маси спрямовуються вертикально вгору, що

приводить до утворення могутніх шаруватих і шарувато-дощових хмар, випадають опади. У верхній тропосфері виникають горизонтальні вітри, направлені по спіралі від центру циклону; вони виносять до його периферії повітряні маси, захоплені циклоном. Зародження або прихід циклону, що вже сформувався, завжди приводить до значного погіршення погоди, супроводжується тривалими дощами.

Для **антициклонів** характерна зворотна картина процесів: *в центрі антициклону тиск вищий, ніж на периферії*. У верхній тропосфері вітри «закручуються» до центру антициклону, а поблизу земної поверхні – від центру; в центрі виникають могутні низхідні потоки повітря. Повітря, що опускається вниз, нагрівається, відносна вологість зменшується, хмарність зникає – встановлюється ясна погода.

Макро- і мікрофізика хмар.

Макрофізика хмари вивчає переміщення повітряних мас, що приводять до утворення, росту і випаровування хмари як цілого.

Мікрофізика хмари розглядає мікроструктуру хмари, досліджує процеси утворення, злиття, випаровування водяних крапель, умови формування опадів. Хмари можуть складатися з крапельок води (водяні), кристаликів льоду (крижані), а також одночасно з крапель і з кристалів (змішані хмари).

Водяні хмари існують не тільки при плюсовій температурі, але і при температурах нижче нуля (приблизно до -20°C) – це *переохолоджені водяні хмари*. При -10°C хмари в 50% випадків водяні, в 30% змішані і в 20% крижані. Водяні краплі в хмарі мають різні діаметри – від 0,1 мікрметра до 1 міліметра. Крижані кристали хмари мають форму шестигранних призм довжиною близько 0,1 мм і шестикутних пластинок розміром 0,1-0,5 мм.

Дрібним краплям з радіусом 0,1-1 мікрметра не дають падати вниз безладні удари молекул повітря, що знаходяться в хаотичному тепловому русі (броунівський рух молекул повітря). Чим масивніша крапля, тим важче молекулам повітря відкинути її і, отже, тим меншою є роль броунівського руху, але більшим вплив сили земного тяжіння. Коли радіус краплі стає більшим

мікрометра, її рух перестає бути броунівським; крапля починає падати вниз під дією сили тяжіння. Новий чинник, що перешкоджає падінню краплі вниз – в'язкий опір повітряного середовища.

Нехай в деякій точці простору над земною поверхнею утворилася водяна крапля радіусом R (наприклад $R=10$ мкм). У цей момент часу на краплю діє тільки сила тяжіння, модуль якої рівний $P = mg$. Якщо ρ_0 – густина води, g – прискорення вільного падіння, то $P = mg = \rho_0 V g = 4/3 \pi R^3 \rho_0 g$ (V – об'єм краплі).

Під дією сили тяжіння крапля починає падати вниз, її швидкість росте. Одночасно виникає і росте діюча на краплю сила опору повітря $F_{оп}$, направлена протилежно силі дії сили тяжіння і пропорційна швидкості краплі v :

$F_{оп} = 6\pi\eta Rv$, де η - коефіцієнт в'язкості повітря. При збільшенні швидкості сила опору $F_{оп}$ зростає і зменшується різниця $F_{оп} - P$, тому швидкість краплі наростає все повільніше (прискорення зменшується). Коли сила опору повітря зрівняється по модулю з силою тяжіння, збільшення швидкості краплі припиниться, і крапля буде падати рівномірно (рівнодійна сил, прикладених до неї рівна нулю $F_{оп} - mg = 0$). Швидкість рівномірного руху краплі: $v_p = \frac{2}{9} \frac{\rho_0 g R^2}{\eta}$.

Рівномірно падаюча крапля може бути зупинена і навіть підкинута вгору висхідним потоком повітря, якщо вертикальна швидкість потоку більше швидкості краплі v_p . Крім того, із збільшенням радіусу краплі сила опору повітря відіграє більш істотну роль оскільки відносно великі краплі ($R > 100$ мкм) при своєму падінні викликають турбулентні рухи в повітряному середовищі, а також зміну радіуса краплі в процесі падіння внаслідок випаровування та конденсації. Можливе також злиття краплі з іншими або роздроблення її на декілька дрібних крапель.

41. Опали

Дощі випадають з купчасто-дошових і шарувато-дошових хмар. Купчасто-дошові хмари можуть формувати зливи з відносно крупних крапель (0,1-1 мм),

тоді як шарувато-дощових хмар випадає звичайно **дрібнокраплинний дощ** (1-10 мкм).

Купчасто-дощова хмара сильно розвинута у вертикальному напрямі (до 10 км), в ній виникають потужні висхідні потоки повітря з швидкостями близько 10 м/с; в цих умовах дрібні крапельки не досягають землі – вони або випаровуються, або відкидаються вгору висхідними потоками. Завдяки великій товщині хмари виникають відносно великі краплі; процес їхнього виникнення: крижані кристали з верхньої частини хмари, падаючи вниз, перетворюються спочатку в снігові пластівці, а потім в порівняно крупні краплі; продовжуючи падати крізь товщу хмари, ці краплі ростуть за рахунок додаткової конденсації пару і злиття з іншими краплями.

Відносно невелика товщина шарувато-дощових хмар не дозволяє краплям істотно збільшитися під час падіння всередині хмари. При сформовані й масі шарувато-дощових хмар відсутні потужні висхідних потоків повітря; існуючі потоки мають вертикальну складову швидкості близько 10 см/с, тому дрібні крапельки здатні досягати поверхні землі.

Град випадає з купчасто-дощових хмар разом з дощем при сильній грозі в літню пору року, коли температура повітря поверхні землі вища 20°C і виникають потужні висхідні потоки повітря. **Градини** – шматки льоду розмірами від 1 мм до 10 см. Градина складається з кількох шарів прозорого і непрозорого льоду, що чергуються; товщина окремого шару не менша 1 мм. Крижані кристали - зародки градин – утворюються на висотах 8-10 км, де температура становить до -40°C. Падаючи вниз і стикаючись з переохоложеними водяними краплями, вони обростають льодом і збільшуються. В нижній частині хмари вони підтають; там виникають крупні дощові краплі в оточенні дрібних градин. Потужні висхідні потоки закидають дрібні градини у верхню частину хмари, де ті повторно обростають льодом і знову падають вниз. Так повторюється кілька разів, поки градини не стануть достатньо важкими. Почергові процеси наростання льоду і підтавання приводять до виникнення шаруватої структури градини.

АТМОСФЕРНА ЕЛЕКТРИКА

42. Атмосферні струми

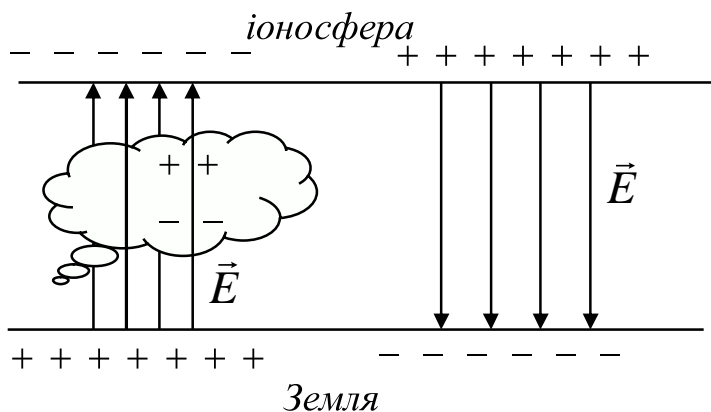
Навіть в чистій атмосфері, за відсутності хмар наявні вільні електричні заряди. В шаруватих і шарувато-дощових хмарах об'ємна густина зарядів приблизно в 100 разів вища порівняно з чистою атмосферою. Ступінь електризації хмари збільшується у міру укрупнення її частинок, росту товщини хмари. Найбільший заряд містять грозові хмари. Для виникнення блискавки необхідні заряди 10-100 Кл, рознесені на відстань від 1 км до 10 км. В грозовій хмарі верхня частина хмари заряджена позитивно, а нижня негативно.

- Центр позитивних зарядів знаходиться на висоті 7-10 км, де температура складає $-25-30^{\circ}\text{C}$.
- Центр негативних зарядів знаходиться на висоті 3-4 км, де температура $0-10^{\circ}\text{C}$.

Нижню частину хмари і земну поверхню можна порівняти з пластинам конденсатора; верхня пластина заряджена негативно, а нижня позитивно. Конденсатор розряджається за рахунок блискавок між хмарою і земною поверхнею та за рахунок опадів. В обох випадках позитивні заряди переносяться з поверхні землі в хмару. Навіть при відсутності грози на кожний квадратний метр земної поверхні приходить позитивний заряд, рівний 10^{-12}Кл .

Якщо через атмосферу тече електричний струм, то це означає, що в ній є електричне поле, направлене по вертикалі, і вона володіє електропровідністю σ ($\sigma = 1/\rho$, де ρ - питомий опір). Електропровідність атмосфери зумовлена іонами, що утворюються при взаємодії молекул атмосферних газів з космічним промінням (потокami заряджених частинок і жорсткого електромагнітного випромінювання, що приходять з космосу, в основному від Сонця).

Електропровідність атмосфери швидко росте з висотою; на висоті 50 км повітря стає провідником, тому ця висота – нижня межа іоносфери. Між іоносферою і земною поверхнею є різниця потенціалів близько $4 \cdot 10^5 \text{ В}$, причому іоносфера заряджена позитивно, а земна поверхня негативно. Повний



негативний заряд Землі (як і позитивний заряд іоносфери) складає приблизно 10^5 Кл. Напруженість електричного поля атмосфери E з висотою зменшується; максимального значення близько

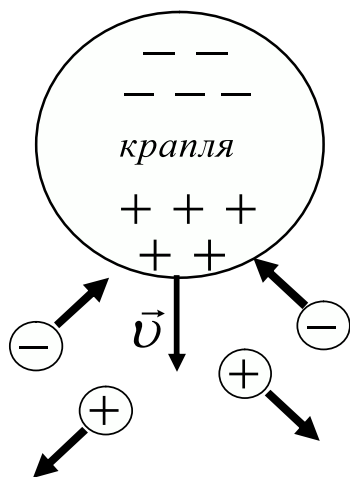
100 В/м напруженість набуває поблизу земної поверхні.

Земля постійно зберігає свій негативний заряд 10^5 Кл, оскільки одночасно з струмами, що розрядки існують зустрічні струми, які безперервно заряджають конденсатор утворений іоносферою та поверхнею Землі. Струми розрядки існують в тих областях Землі, де в даний момент стоїть гарна погода, а струми зарядки виникають в областях погіршення погоди (грозові процеси). Під час грози напруженість поля поблизу земної поверхні перевищує 10^4 В/м, причому направлено поле не вниз (як у разі гарної погоди). Таким чином, земну поверхню і нижню межу іоносфери можна розглядати як обкладки гігантського сферичного конденсатора, який розряджається в областях гарної погоди і заряджається в областях грозової активності.

43. Механізм розділення зарядів в хмарі (електризація хмари)

Перша причина.

Нехай водяна крапля починає падати крізь хмару, перебуваючи в електричному



полі «конденсатора» Земля - іоносфера. Це поле направлено вниз; воно поляризує краплю так, що її верхня частина виявляється зарядженою негативно, а нижня позитивно. На шляху падаючої краплі зустрічаються важкі, а тому слабо рухливі іони – позитивні і негативні. Нижня (по руху) частина краплі заряджена позитивно, тому позитивні іони, що зустрілися, будуть відкинуті убік, тоді як негативні

іони, навпаки, притягатимуть до краплі. В результаті в процесі падіння крапля буде набувати все зростаючий негативний заряд. В нижній частині хмари буде нагромаджуватися негативний заряд. Водночас відкинуті у бік позитивні іони винесуться до верхів'я хмари висхідними потоками і збільшать її позитивний заряд.

Друга причина.

В основі лежить процес вимерзання водяної пари у верхній частині хмари, що відбувається в процесі її формування. Над поверхнею будь-якої речовини є «хмара» електронів, енергія теплового руху яких достатньо велика – суть явища термоелектронної емісії. **Робота виходу** (мінімальна енергія електрона, при якій він може вилетіти з речовини) має різні значення для різних речовин. При контакті двох різних речовин частина електронів перейде з середовища з меншою роботою виходу в середовище з більшою роботою виходу. Між контактуючими речовинами виникне *контактна різниця потенціалів*, яка перешкоджатиме подальшому переходу електронів – встановиться рівновага. Хмари містять як водяні краплі, так і крижані кристали – вода і лід контактують між собою. Електризація хмари відбувається за рахунок контактної різниці потенціалів, що виникає між льодом і водою.

Інші причини:

дроблення великих крапель на дрібні, зіткнення водяних крапель з крижаними кристалами, тертя падаючих крапель об повітря.

44. Блискавка

Лінійна блискавка – декілька імпульсів – пробоїв повітряного проміжку між хмарою і землею, відбувається у вигляді іскрового розряду.

Початковий імпульс розвивається двома стадіями:

Перша стадія : утворення каналу розряду між хмарою і землею.

В нижній частині хмари формується електростатичне поле дуже великої напруженості $E=10^5-10^6$ В/м. Вільні електрони прискорюються полем, причому прискорення направлене вниз, оскільки нижня частина хмари заряджена негативно, а поверхня землі позитивно. Між окремими зіткненнями електрони

набувають значної кінетичної енергії, тому стикаючись з атомами чи молекулами, вони іонізують їх. В результаті розвивається електронна лавина – народжуються нові (вторинні) електрони, які, в свою чергу, прискорюються полем хмари та іонізують молекули газу. Лавини швидких електронів, утворюють біля нижньої основи хмари плазмові нитки стримери. Зливаючись між собою, стримери формують плазмовий канал, по якому згодом пройде імпульс основного струму.

Канал розвивається від основи хмари до поверхні землі і наповнений вільними електронами та іонами і добре проводить електричний струм. Його називають лідером (східчастим лідером); канал формується не плавно, а стрибками – «східцями». Головка лідера вилітає з хмари і рухається до землі з швидкістю близько 10^7 м/с. Пройшовши близько 50 м, вона зупиняється на час, близький до 50 нс. Потім відбувається стрибок ще на 50 м, причому не обов'язково у напрямку попереднього стрибка, – і знов зупинка на 50 нс. Так окремими стрибками головка лідера поступово наближається до земної поверхні, залишаючи позаду себе канал розряду у вигляді ламаної лінії. Лідер світиться слабо, його практично не видно.

Напруженість поля під хмарою складає 10^3 - 10^4 В/м; в області простору перед головкою лідера вона ще більше. В сильному електричному полі поблизу головки лідера відбувається іонізація атомів і молекул повітря: ударна іонізація за рахунок ударів атомів і молекул швидкими електронами, що вилітають з лідера, і фотоіонізація – поглинання атомами і молекулами фотонів ультрафіолетового світла, що випромінює лідер. Внаслідок іонізації плазмовий канал росте поки лідер рухається до поверхні Землі. Час розвитку каналу 10–20 нс при відстані 1 км між хмарою і земною поверхнею. Провідний канал іонізованого газу з'єднує хмару із Землею.

Друга стадія : проходження струму по плазмовому каналу.

Імпульс струму триває приблизно 0,1 нс. Сила струму досягає 10^5 А. Виділяється кількість енергії до 10^9 Дж. Температура газу в каналі досягає 1 - $2 \cdot 10^4$ К. – з'являється яскраве світло, виникає грім, викликаний різким

розширенням раптово нагрітого газу. Світіння і розігрівання плазмового каналу розвиваються в напрямку від землі до хмари (знизу вгору). Після того, як пройшов імпульс основного струму, настає пауза тривалістю від 10 до 50 мс. За цей час канал практично гасне, його температура падає приблизно до 10^3 К, ступінь іонізації каналу істотно зменшується. Проте в хмарі ще зберігся великий заряд, тому новий лідер спрямовується з хмари до землі, готуючи дорогу для нового імпульсу струму. Новий лідер рухається по шляху початкового лідера, – на цьому шляху збереглося багато іонів. Він без зупинок, за час порядку 1 мс, пробігає весь шлях зверху донизу. Його тепер називають не східчастим, а *стрілоподібним лідером*. За лідером слідує імпульс основного струму, що поширюється по відновленому каналу. Після паузи, що вимірюється десятками мілісекунд, все повторюється. У результаті висвічується декілька потужних імпульсів, які ми сприймаємо як єдиний розряд блискавки, яскравий спалах. Не завжди стрілоподібний лідер слідує точно і повністю по шляху, прокладеному східчастим лідером. В якійсь точці цього шляху він може змінити маршрут, і тоді спостерігається блискавка у формі роздвоєної ламаної лінії.

45. Грім

Грім виникає унаслідок різкого розширення повітря при швидкому підвищенні температури в каналі розряду блискавки.

Спалах блискавки ми бачимо як миттєвий спалах і практично в той же момент, коли відбувається розряд – світло розповсюджується із швидкістю $3 \cdot 10^8$ м/с. Звук розповсюджується з швидкістю 330 м/с, тому ми чуємо грім після того, як відбувся розряд блискавки.

Ми чуємо грім протягом декількох секунд, тоді як розряд блискавки (з урахуванням всієї сукупності послідовних імпульсів) триває усього 0,1- 0,2 с, оскільки блискавка має велику довжину (вимірюється кілометрами); звук від різних її ділянок доходить до нас в різні моменти часу. Крім того, відбувається відбивання звуку від хмар - виникає луна.

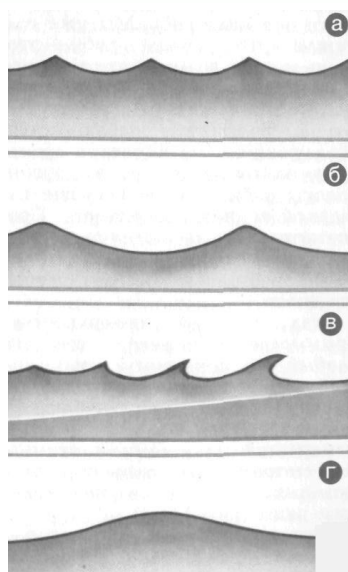
ГІДРОСФЕРА

46. Хвилі на поверхні води

Причини виникнення: механічні струси (кинутий камінь, землетрус); обтікання перешкод; припливна взаємодія системи Місяць-Земля; вітер.

Характеристики хвилі:

- довжина хвилі λ – відстань між вершинами сусідніх гребенів або між нижніми точками сусідніх улоговин;
- висота хвилі – відстань по вертикалі від нижньої точки улоговини до



а) вершини гребеня;

- крутизна хвилі - відношення висоти хвилі до її довжини;

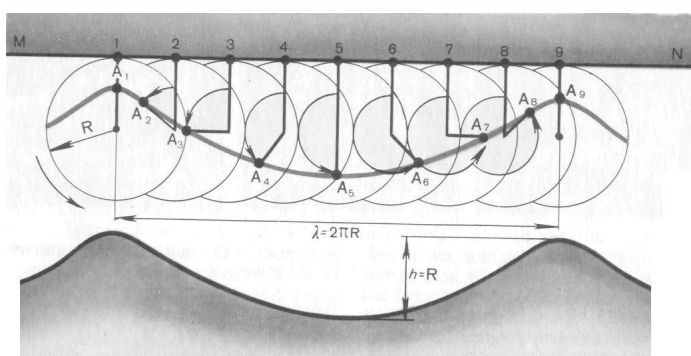
- швидкість хвилі U з якою рухається гребінь хвилі.

Вітрові хвилі.

Характерні профілі вітрових хвиль:

- а) хвилі вдалині від берега при свіжому вітрі (гострі гребені хвиль);
- б) хвилі вдалині від берега, які встановлюються на деякий час після того, як вітер стихне;
- в) хвилі, що набігають на пологий берег;
- г) одиночна хвиля - солітон.

Профіль хвилі.



Профіль хвилі вдалині від берега, після припинення вітру можна наближено описати кривою під назвою *трохоїда*. Побудуємо цю криву. Уявимо собі колесо

радіусом R , яке котиться по площині MN . Виберемо на колесі точку, що знаходиться на відстані $R/2$ від центру колеса. Нехай ця точка знаходиться в положенні A_1 в той момент, коли колесо дотикається до площини в точці 1. Колесо котиться по площині; на малюнку показані різні його положення і відповідні положення даної точки колеса: $A_2, A_3, A_4 \dots$; крива, проведена через ці положення – трохойда.

Якби хвиля мала б профіль трохойди, то її крутизна становила $R/2\pi R = 1/2\pi$. Згідно спостереженням максимальна крутизна хвиль складає $1/7$, що близько, але менше $1/2\pi$. Швидкість хвилі залежить від швидкості вітру і тривалості його дії на хвилю, причому швидкість хвилі завжди менша швидкості вітру. При постійному вітрі швидкість хвиль складає близько 0,8 від швидкості вітру і досягає значень 10-15 м/с. При поширенні хвилі речовина (вода) в просторі не переміщується.

Хвилі в безпосередній близькості від берега.

Підходячи до берега, хвилі стають вищими і коротшими – різко зростає крутизна хвиль. Збільшення крутизни хвиль робить їхніми нестійкими, гребені починають руйнуватися, вкриваючись піною. При підході до берега (як і при проходженні над підводним рифом) якісно змінюється профіль хвилі. На глибоких місцях профіль хвилі завжди симетричний відносно вертикальної площини, що проходить через верхню точку гребеня. На мілководді симетрія відсутня, верхня частина гребеня зміщується вперед сильніше, порівняно з нижньою; в результаті хвиля перекидається вперед, опадаючи на берег. Крім того, наближаючись до берега, хвилі уповільнюють свій рух, який стає впорядкованим – спостерігаються регулярні хвилі, орієнтовані паралельно лінії берега.

Швидкість хвиль на глибокій і мілкій воді.

Хай H – глибина, відстань від поверхні в стані спокою до дна. Якщо $H \geq \lambda$, то вода вважається *глибокою*. На глибокій воді хвиля розповсюджується, «невідчуваючи» дна; в хвильовому процесі приймає участь приповерхневий

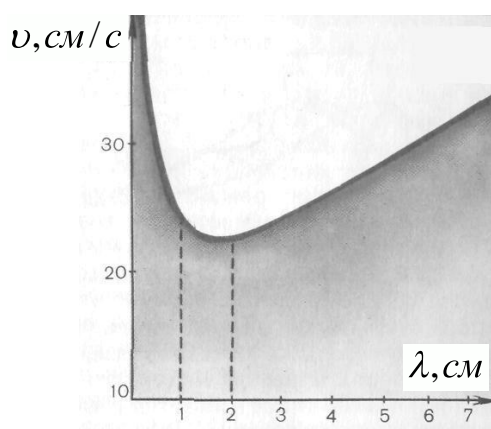
шар води товщиною менше половини довжини хвилі. На мілководді в хвильовому процесі бере участь вся маса води, хвиля «відчуває» дно; її швидкість залежить від глибини.

Швидкість хвилі на глибокій воді: $v = \sqrt{g\lambda/2\pi}$

Швидкість хвилі на міліні: $v = \sqrt{gH}$

Висновок: на глибокій воді швидкість хвиль, з довжиною більшою декількох сантиметрів залежить від їх довжини, довгі хвилі рухаються швидше коротких.

Якщо довжина хвилі менша приблизно 2 см, то необхідно враховувати



поверхневий натяг води – утворюються **капілярні хвилі**, для яких роль повертаючої сили при коливаннях поверхні відіграє сила поверхневого натягу, а не сила тяжіння.

Швидкість капілярної хвилі: $v = \sqrt{2\pi\sigma / \rho\lambda}$,

де σ - коефіцієнт поверхневого натягу води,

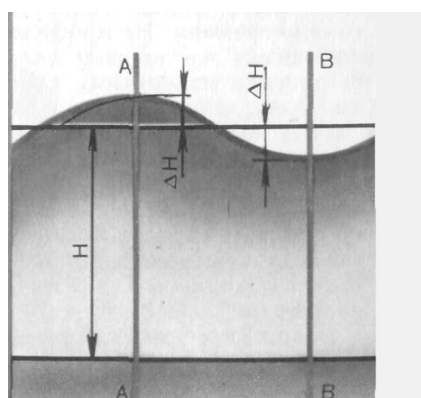
ρ - густина води.

На малюнку зображена залежність $v(\lambda)$ для

глибокої води – при $\lambda > 2$ см залежність має вигляд $v = \sqrt{g\lambda/2\pi}$, при $\lambda < 2$ см

$v = \sqrt{2\pi\sigma / \rho\lambda}$.

Зміна швидкості хвилі з зміною довжини визначає нерегульованість хвильової картини на глибокій воді – хвилі наздоганяють одна одну, зливаються і розпадаються, додаються у фазі і в протифазі. Взаємодія хвиль між собою приводить до того, що кожна хвиля несхожа на іншу, виникають особливо



високі хвилі. На мілководді незалежно від своєї довжини хвилі рухаються з однією швидкістю – хвильова картина стає впорядкованою.

Рух частинок в хвилі. В подовжній хвилі частинки середовища рухаються паралельно по

відношенню до напрямку поширення хвилі, створюючи чергування областей стиснутого і розрідженого середовища. В твердих тілах, разом з подовжніми, розповсюджуються також **поперечні механічні хвилі**, в яких частинки середовища здійснюють коливання перпендикулярно до напрямку розповсюдження хвилі. В хвилі частинки води не можуть переміщатися тільки по вертикалі, оскільки це означало б, що шар води завтовшки H (малюнок) повинен бути розтягнутим по лінії AA на величину ΔH і, навпаки, стиснутим по лінії BB на ту ж величину, а вода практично не піддається стиску.

Хвилі на поверхні води – це не поперечні і не подовжні хвилі; кожна частинка в хвилі рухається приблизно по колу у вертикальній площині, паралельній напрямку розповсюдження хвилі; радіуси кіл, описуваних частинками зменшуються з ростом глибини (на глибині в половину довжини хвилі радіус зменшується в 25 разу, а на глибині, рівній одній довжині хвилі в 500 разів).

Рух частинок слід розглядати як накладання (суперпозицію) двох рухів: швидкого кругового і повільного прямолінійного. Частинки води рухаються не по замкнутих траєкторіях, а по розімкнених.

ЛІТЕРАТУРА:

1. Архангельський М.М. Курс фізики. Механіка. – М.: Просвещение, 1975.
2. Бушок Г.Ф., Півень Г.Ф. Курс фізики. – К.: Вища школа, 1982. – Т.1,2.
3. Волькенштейн В.С. Сборник задач по общему курсу физики. – М.: Наука, 1972.
4. Грабовский Р.И. Курс физики. – М.: Высшая школа, 1974.
5. Дущенко В.П., Кучерук І.М. Загальна фізика. Механіка і молекулярна фізика. – К.: Вища школа, 1993.
6. Дущенко В.П., Кучерук І.М. Загальна фізика. Оптика. Квантова фізика. – К.: Вища школа, 1991.
7. Кучерук І.М., Горбачук І.Т. Загальна фізика. Електрика і магнетизм. – К.: Вища школа, 1990.
8. Лаврова И.В. Курс физики. – М.: Высшая школа, 1981.
9. Остафійчук Б.К., Рувінський М.А., Фреїк Д.М. та ін. Курс загальної фізики. Хвильова оптика. – Івано-Франківськ: Плай, 1998.
10. Орленок В.В. Основи геофізики: Учеб. пособие. – Калининград: Изд.КГУ, 2000.
11. Савельев И.В. Курс физики. – М.: Наука, 1992. – Т.1-3.
12. Тарасов Л.В. Физика в природе. – М.: Просвещение, 1988.
13. Трофимова Т.И. Курс физики. – М.: Высшая школа, 1990.
14. Тяпкін К.Ф., Тяпкін О.К., Якимчук М.А. Основи геофізики. – Київ, 2000.