

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Селезньова Л.В., Балан Г.К.

ГЕОФІЗИКА

Конспект лекцій

ББК 26.2
Б 20
УДК 550.3

*Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету
(протокол № _____ від _____.____.2009__р.).*

Балан Г.К., Селезньова Л.В.
Геофізика: Конспект лекцій – : « », 2009. – 129 с.

В конспекті лекцій наведені основні викладки теоретичного матеріалу по вивченню Землі в просторі, основні наслідки орбітального та добового руху Землі, геофізичні поля земної кулі, про склад та властивості земної кори, її рельєф, будови Землі, характеристики основних геосфер та їх взаємозв'язок, історію розвитку земної кори та Землі в цілому. Процеси і явища різного просторово-часового масштабу, що протікають в географічній оболонці.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	5
1 ЗЕМЛЯ В СВІТОВОМУ ПРОСТОРИ. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ	6
ПРО ЗЕМЛЮ. ФОРМА ТА РОЗМІРИ ЗЕМЛІ.....	6
1.1 Будова Всесвіту. Галактика	6
1.2 Гіпотези походження Землі	16
1.3 Форма, фігура та розміри Землі	19
2 РУХИ ЗЕМЛІ ТА ЇХ ГЕОФІЗИЧНІ НАСЛІДКИ. ЗОВНІШНЯ БУДОВА ЗЕМЛІ.....	22
2.1 Орбітальний і добовий рух Землі. Рух полюсів земної кулі	22
2.2 Характеристика поверхні Землі. Закономірності розміщення материків і океанів.....	34
3 ГЕОСФЕРИ ЗЕМЛІ.....	40
3.1 Зовнішні оболонки.....	40
3.1.1 Походження атмосфери, гідросфери	40
3.2 Внутрішня будова Землі.....	52
3.2.1 Внутрішні геосфери	52
3.2.1.1 Земна кора.....	57
3.2.1.2 Мантия	61
3.3 Сучасні уявлення про походження геосфер.....	62
3.4 Геофізичні поля Землі	63
3.4.1 Гравітаційне поле	64
3.4.1.1 Нормальне значення сили тяжіння, редукції, аномалії сили тяжіння	66
3.4.2 Геомагнітне поле	71
3.4.2.1 Походження основного геомагнітного поля	74
3.4.2.2 Змінне геомагнітне поле.....	75
3.4.3 Теплове поле Землі.....	85
4 ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ І ЯВИЩА.....	88
4.1 Загальна характеристика геологічних процесів	88
4.1.1 Ендогенні процеси.....	89
4.1.1.1 Інтрузивний магматизм	90
4.1.1.2 Ефузивний магматизм, або вулканізм	94
4.1.1.3 Метаморфізм	100
4.1.2 Тектонічні рухи	101
4.1.2.1 Коливальні тектонічні рухи	102
4.1.2.2 Складкоутворюючі тектонічні рухи	104

4.1.2.3 Разривноутворюючі тектонічні рухи	105
4.1.2.4 Землетруси	107
4.1.2 Екзогенні процеси	110
4.1.2.1 Вивітрювання	110
4.1.2.2 Геологічна діяльність вітру.....	112
4.1.2.3 Геологічна діяльність площинного стоку і тимчасових руслених потоків	113
4.1.2.4 Геологічна діяльність річок	115
4.1.2.5 Геологічна діяльність підземних вод.....	117
4.1.2.6 Геологічна діяльність льодовиків	118
4.1.2.7 Геологічна діяльність моря.....	120
4.1.2.8 Геологічна діяльність озер і боліт	124
4.2 Історія розвитку земної кори	125
ЛІТЕРАТУРА.....	129

ПЕРЕДМОВА

Геофізика - комплекс наук, що досліджують фізичними методами будову Землі.

Геофізика - багатогалузева наука, вона здатна вирішувати найрізноманітніші та найскладніші проблеми, що охоплюють всі сторони природних і соціальних явищ. Це обумовлено складністю і різноманіттям головного об'єкту її дослідження - географічної оболонки Землі.

Дисципліна „Геофізика” вивчає фізику твердої Землі (земну кору, мантію, зовнішнє і внутрішнє ядро), фізику океанів, поверхневих вод суші (озер, річок, льодовиків) і підземних вод, а також фізику атмосфери (метеорологію, кліматологію та інш.).

Географічна оболонка, яка розташована на межі взаємодії внутрішньоземних і зовнішніх (у тому числі космічних) процесів, включає верхні шари твердої кори, гідросферу, атмосферу і розсіяну в них органічну речовину. В залежності від положення Землі на екліптичній орбіті та завдяки нахилу її осі обертання різні ділянки земної поверхні отримують різну кількість сонячного тепла, подальший перерозподіл якого у свою чергу обумовлений нерівномірним співвідношенням по широті суші та моря.

Сучасний стан географічної оболонки слід розглядати як результат її тривалої еволюції, починаючи з виникнення Землі та становлення її на планетну дорогу розвитку.

Правильне розуміння процесів і явищ різного просторово-часового масштабу, що протікають в географічній оболонці, потребує, щонайменше, багаторівневого їх розгляду, починаючи з глобального - загальнопланетарного.

В той же час, дослідження процесів загальнопланетарного характеру до останнього часу вважалося прерогативою геологічних наук. У загальногеографічному синтезі інформація цього рівня практично не використовувалася, а якщо й залучалась, то досить пасивно і обмежено.

Проте галузевий поділ природних наук достатньо умовний і не має чітких меж. Об'єкт же досліджень у них спільний - Земля та її космічне оточення. Вивчення різних властивостей даного єдиного об'єкта та процесів, які в ньому протікають, потребує розробки різних методів досліджень, що значною мірою і зумовило їх галузевий поділ. Дисципліна "Геофізика" має більше переваг перед іншими галузями знань, оскільки має найбільш розвинену інфраструктуру, що дозволяє проводити всестороннє вивчення Землі та навколоземного простору.

1 ЗЕМЛЯ В СВІТОВОМУ ПРОСТОРИ. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ. ФОРМА ТА РОЗМІРИ ЗЕМЛІ

1.1 Будова Всесвіту. Галактика

Сонячна система - планетна система, що включає центральну зірку - Сонце - і всі природні космічні об'єкти, які обертаються навколо неї: планети та їх супутники, карликові планети і їх супутники, а також малі тіла - астероїди, комети, метеорити, космічний пил.

Сонячна система входить до складу Галактики **Чумацький Шлях**.

Галактика Чумацький Шлях, звана також просто Галактика - гігантська зоряна система, в якій знаходиться Сонячна система, всі видимі неозброєним оком окремі зірки, а також величезна кількість зірок, що зливаються разом і спостерігаються у вигляді чумацького шляху.

Назва Галактика походить з грецької (*галактікос* – молоко). Згідно зі старогрецькою міфологією Гера, наймогутніша з богинь Олімпу, годувала своїм молоком немовля - Геракла, який при цьому заподіяв їй біль, відштовхнувши його, струмінь молока, що бризнув з грудей богині, перетворився в Чумацький Шлях.

Чумацький Шлях - одна з численних галактик Всесвіту, є спіральною галактикою за класифікацією Хаббла, разом з галактикою Андромеди (M31) і галактикою Трикутника (M33), а також декількома меншими галактиками-супутниками утворює місцеву групу, яка входить в Надскупчення Діви.

Діаметр Галактики становить близько 30 тисяч парсек (біля 100000 світлових років) при середній товщині приблизно 1000 світлових років. Галактика містить майже 200 мільярдів зірок (сучасна оцінка коливається в діапазоні припущень від 200 до 400 мільярдів).

Основна маса зірок розташована у формі плоского диска. За станом на січень 2009р. маса Галактики складає $3 \cdot 10^{12}$ мас Сонця, або $6 \cdot 10^{42}$ кг. Велика частина маси Галактики міститься не в зірках і міжзоряному газі, а в гало з темної матерії, що не світиться.

Одну галактику ми точно бачимо неозброєним оком - це наша Галактика. Аби відрізнити її від всіх інших галактик, треба писати саме з великої букви. Але наша Галактика має власне ім'я - Чумацький шлях. Ми розглядаємо її зсередини, тому вона має вигляд світлої смуги на нічному небі.

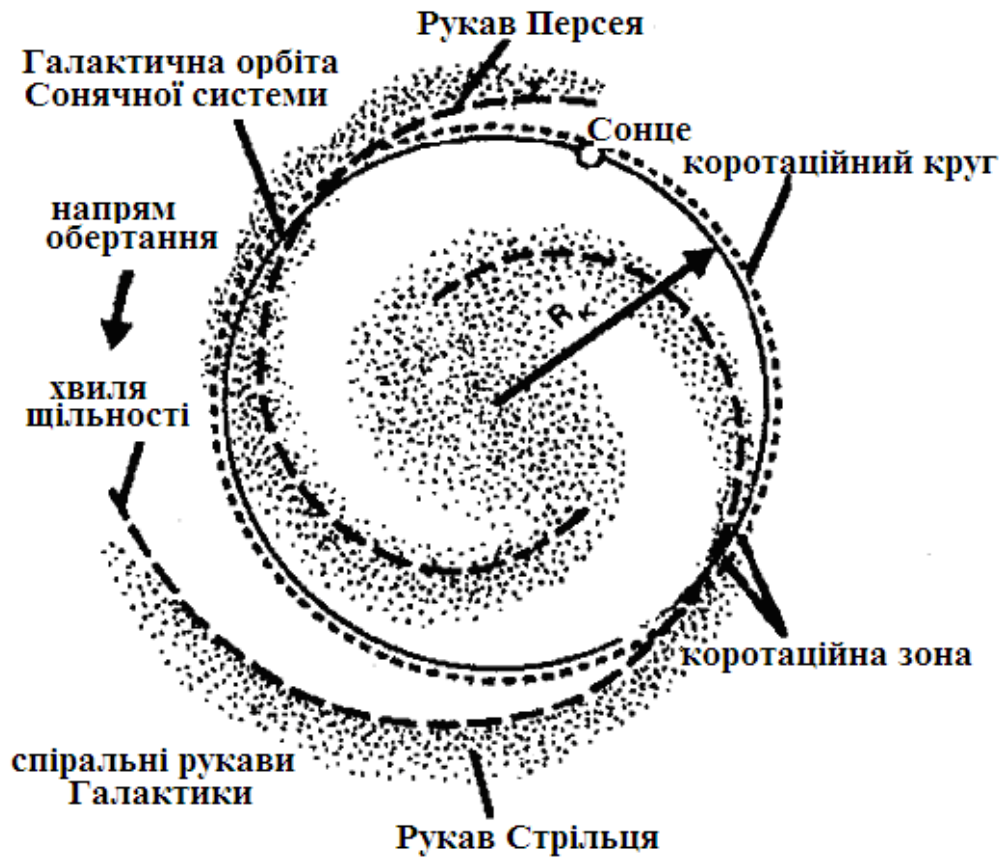
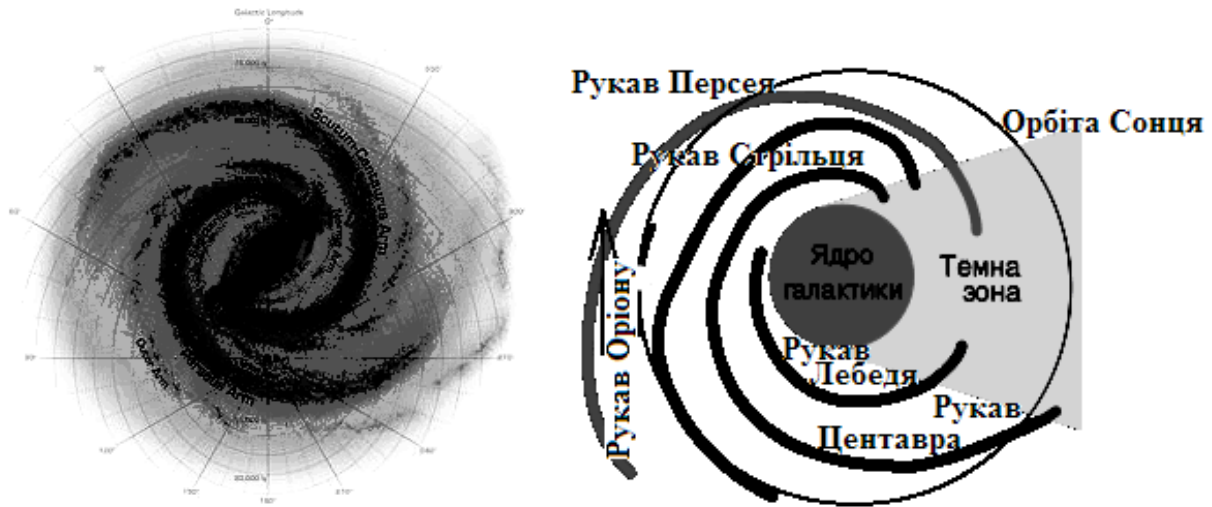


Рис. 1.1 - Чумацький шлях (комп'ютерна модель). Спіральна Галактика з перемичкою. Домінують два з чотирьох рукавів.

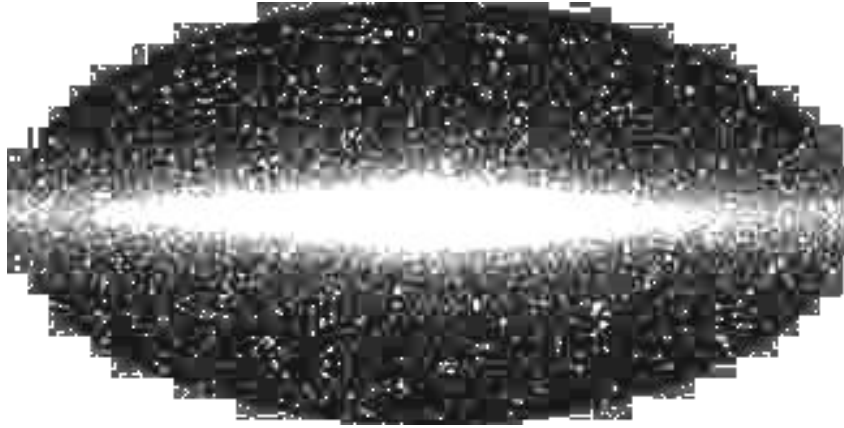


Рис. 1.2– Галактика, вигляд з боку.

Це малюнок, а не фотографія. Такою ми могли б побачити нашу Галактику з боку, якби віддалилися приблизно на 100 тис. світлових років від неї.

У наш час Всесвіт продовжує розширюватися, це встановлений факт . Ми спостерігаємо це розширення як розгін галактик, тобто віддалення їх один від одного. Але розміри самих галактик при цьому не збільшуються. Причому, чим далі від нас знаходиться галактика, тим швидше, як показують спостереження, вона від нас віддаляється.

11 лютого 2003 р. з'явилося повідомлення про те, що вченим нарешті вдалося побудувати образ раннього Всесвіту за даними спостережень з супутника WMAP (Wilkinson Microwave Anisotropy Probe). Цей унікальний космічний апарат був запущений 30 червня 2001р. і почав картографувати небо в мікрохвильовому діапазоні спектру. Проаналізувавши отриману картину, вчені встановили з досить високою точністю $\pm 1\%$, що сьогоднішній вік Всесвіту складає 13,7 мільярдів років. А перші зірки у Всесвіті з'явилися всього лише через 200 мільйонів років після Великого вибуху, що набагато раніше, ніж передбачають всі теорії, які існують сьогодні.

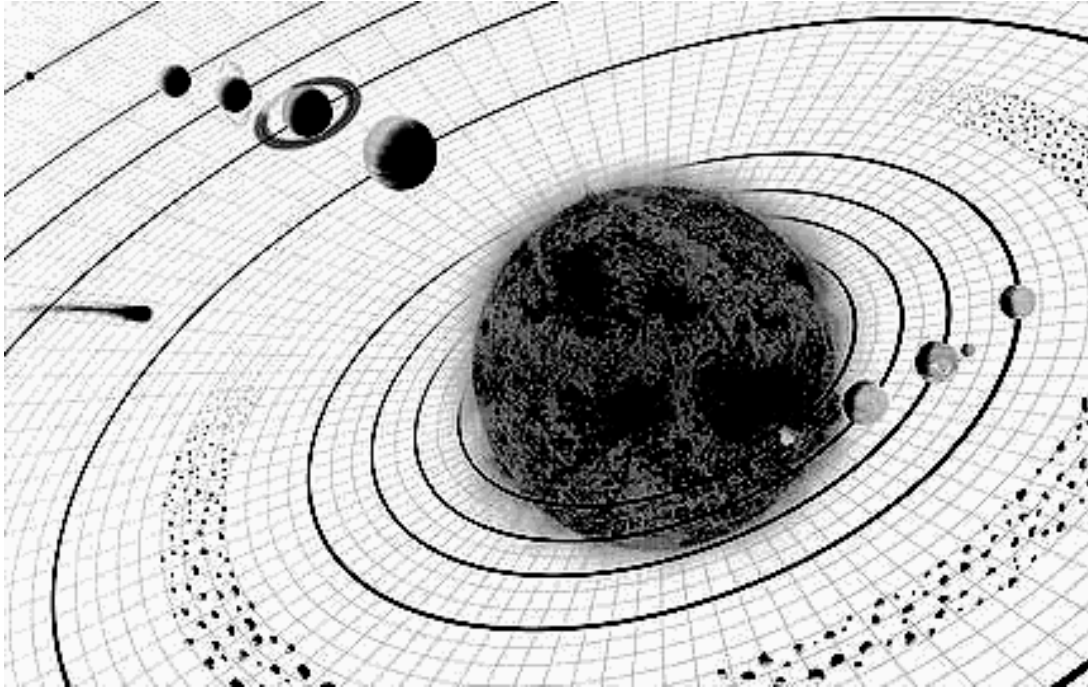


Рис.1.3 - Сонячна система

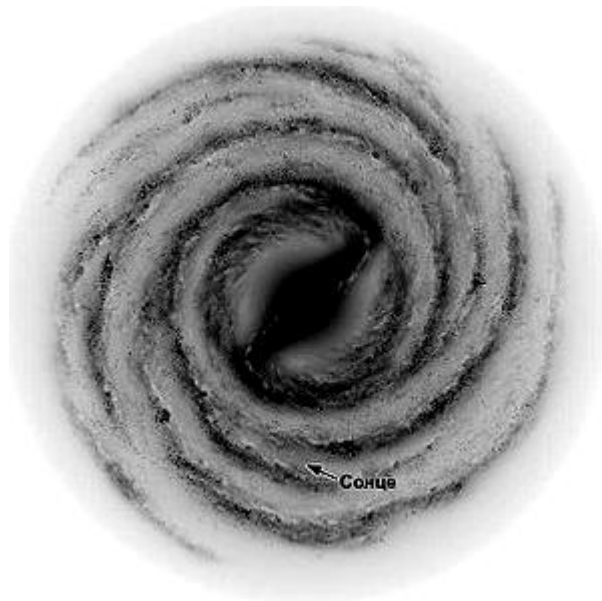


Рис.1.4 - Положення Сонця в нашій Галактиці

Головним тілом Сонячної системи є Сонце - зірка спектрального класу G2 (жовтий карлик). У ньому зосереджено більше 99% маси всієї Сонячної системи.

У складі Сонячної системи 9 великих планет, розташованих від Сонця в такому порядку:

Меркурій
Венера
Земля
Марс
Юпітер
Сатурн
Уран
Нептун

і декілька сот тисяч малих планет, званих також астероїдами.

Вони є глибами неправильної форми, що складаються з силікатів, вуглецю і металів. Велика частина астероїдів розташована в головному поясі астероїдів, який знаходиться між орбітами Марса і Юпітера.

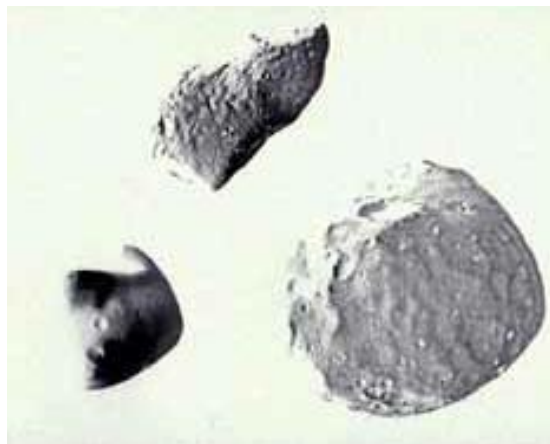


Рис.1.5 - Малі планети або астероїди

Окрім цього, за орбітою Нептуна обертаються декілька мільйонів транснептунових об'єктів, які складають пояс Койпера. Мабуть, колись давно до їх числа входив і Плутон, але був зірваний зі своєї орбіти полем тяжіння Нептуна.

Комети, які теж входять до складу Сонячної системи, обертаються навколо Сонця по надто витягнутих орбітах на відміну від планет, орбіти яких близькі до кола.

За хімічним складом комети значно відрізняються від астероїдів, вони складені з льоду замерзлих газів, а зовні покриті кам'яним пилом. Величезна кількість (сотні мільйонів) кометних ядер зосереджена на самій периферії Сонячної системи в кометній хмарі Оорта.



Рис.1.6 - Комети.

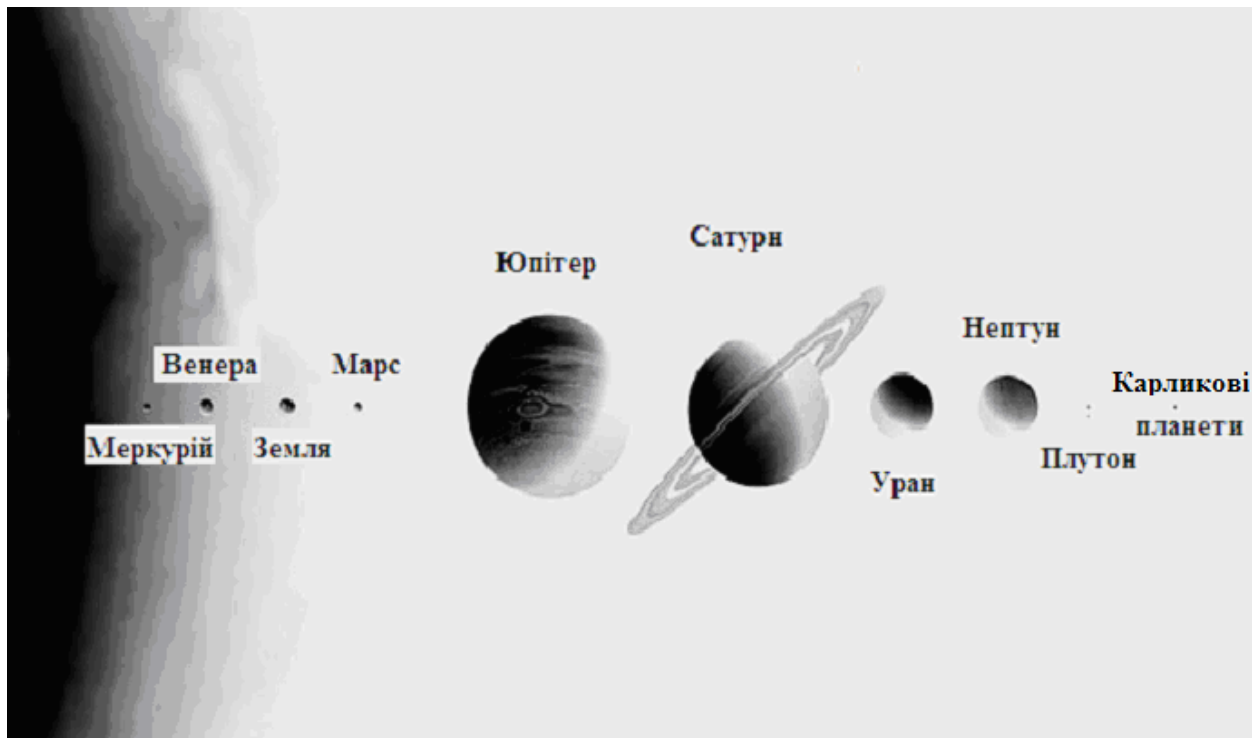


Рис. 1.7 - Сонячна система

Сонячна система включає вісім великих планет, які зі своїми 57 супутниками обертаються навколо масивної зірки по еліптичних орбітах (рис. 1.7).

За своїми розмірами та масою планети можна поділити на дві групи: планети земної групи, розташовані ближче до Сонця, - Меркурій, Венера,

Земля і Марс і планети-гіганти - Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун, що знаходяться на значно віддалених від центральної зірки орбітах. Окрім великих планет між орбітами Марса і Юпітера обертається більше 2300 малих планет - астероїдів, безліч дрібніших тіл - метеоритів і метеорного пилу, а також декілька десятків тисяч комет, що рухаються по надто витягнутих орбітах і деякі з них виходять далеко за межі Сонячної системи.

Всі планети і астероїди обертаються навколо Сонця у напрямку руху Землі - з заходу на схід. Це так званий прямий рух.

Основні закономірності руху планет повністю визначаються **законами Кеплера**. Розглянемо ці закони і охарактеризуємо основні елементи еліптичних орбіт.

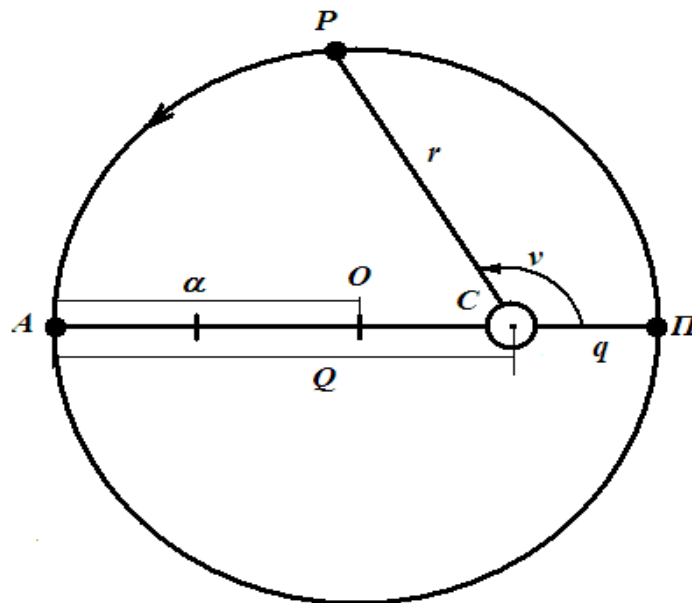


Рис. 1.8 - Елементи планетної орбіти: AP - велика піввісь орбіти, вісь апсид; Π - перигелій; A - афелій; r - радіус-вектор.

Згідно з першим законом, всі планети обертаються навколо Сонця по еліптичних орбітах, в одному з фокусів яких знаходиться Сонце.

На рис. 1.8 показані елементи планетних орбіт з Сонцем (C) у фокусі. Лінія AP називається **лінією апсид**, крайні точки якої **афелій** (A) і **перигелій** (Π) характеризують найбільше і найменше віддалення від Сонця.

Відстань планет (P) на орбіті від Сонця (геліоцентрична відстань) визначається радіус-вектором $r = CP$.

Відношення напівфокальної відстані (c) до великої піввісі (α) називається **ексцентриситетом орбіти**:

$$\varepsilon = \frac{\tilde{n}}{\dot{a}} . \quad (1.1)$$

Якщо позначити через q перигелійну відстань, а через Q - афелійну відстань, то їх значення легко визначити з виразу:

$$q = a - c = a(1 - e), \quad (1.2)$$

$$Q = a + c = a(1 + e) . \quad (1.3)$$

Тоді, визначивши велику піввісь (a), ми знайдемо середню річну відстань планети до Сонця:

$$a = \frac{q + Q}{2} . \quad (1.4)$$

Середня геліоцентрична відстань Землі від Сонця дорівнює 149,6 млн. км. Ця величина називається **астрономічною одиницею** і береться за одиницю вимірів відстаней в межах Сонячної системи.

Згідно **другому закону Кеплера**, радіус-вектор планети описує площі, прямо пропорційні проміжкам часу. Якщо позначити через S_1 - площу перигелійного сектора (рис. 1.6), а через S_2 - площу афелійного сектора, то їх відношення буде пропорційне часу t_1 і t_2 , за який планета пройде відповідні відрізки дуги орбіти:

$$\frac{S_1}{S_2} = \frac{\Delta t_1}{\Delta t_2} . \quad (1.5)$$

Звідси випливає, що секторальна швидкість - величина постійна

$$v = \frac{S_1}{\Delta t_1} = \frac{S_2}{\Delta t_2} = \mathit{const} \quad (1.6)$$

Час, протягом якого планета зробить повний оберт по орбіті, називається **зоряним** або **сидеричним періодом** T .

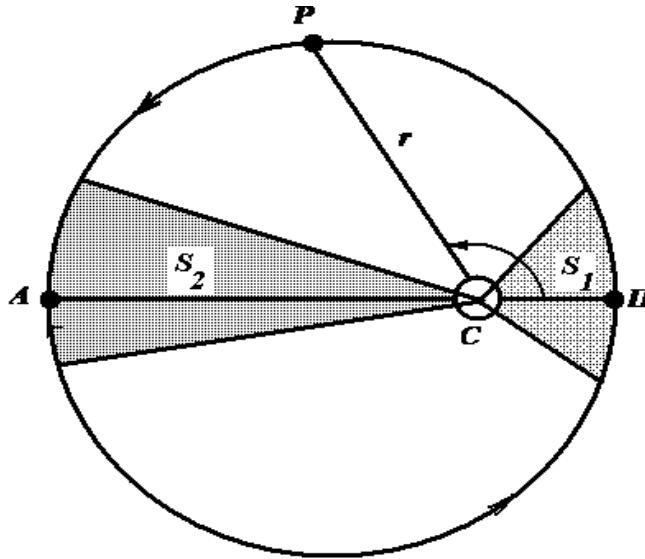


Рис. 1.9 - Площі, описані радіус-вектором планети.

Тому секторальна швидкість є *найбільшою в перигелії, а найменшою - в афелії*.

Використовуючи другий закон, можна обчислити ексцентриситет земної орбіти по найбільшому і найменшому добовому зсуву Сонця по екліптиці, що відображає рух Землі.

Земля в перигелії перебуває на початку січня, а в афелії - на початку липня.

Орбіта Землі ненабагато відрізняється від кола.

Згідно **третьому Закону Кеплера**, квадрати сидеричних періодів обертання планет (T_1^2 и T_2^2) прямо пропорційні кубам їх середніх відстаней від Сонця (a_1^3 и a_2^3):

$$\frac{\dot{O}_1^2}{\dot{O}_2^2} = \frac{\dot{a}_1^3}{\dot{a}_2^3} . \quad (1.7)$$

Якщо одна із планет - Земля, період сидеричного обертання якої рівний $T_1=1$ року, а відстань від Сонця a_1 покласти рівною $a_1=1$ а. о., то вираз (1.6) буде мати вигляд:

$$T_2^2 = a_2^3 . \quad (1.8)$$

Отриманий вираз дозволяє за відомими періодами із спостережень

обертання планет та інших небесних тіл навколо Сонця, обчислювати їх середні геліоцентричні відстані.

Знайдені емпірично закони Кеплера показали, що Сонячна система є механічною системою з центром, що знаходиться в сонячній масі.

Отже всі рухи в Сонячній системі підпорядковані закону Всесвітнього тяжіння. Виходячи з малої маси планет і тим більше інших тіл Сонячної системи, можна вважати, **що рухи в навколосонячному просторі підлягають законам Кеплера:**

а) всі тіла рухаються навколо Сонця по еліптичних орбітах, в одному з фокусів яких знаходиться Сонце;

б) чим ближче до Сонця небесне тіло, тим більша його швидкість руху по орбіті;

в) тіла можуть рухатися і по розімкнених орбітах - параболі або гіперболі. Це трапляється в тому випадку, якщо швидкість тіла рівна або перевищує значення другої космічної швидкості для Сонця на певному віддаленні від центрального світила. Якщо йдеться про супутники планети, то і космічну швидкість треба розраховувати відносно маси планети та відстані до її центру.

Закони Кеплера послужили Ньютону основою для виведення свого знаменитого закону Всесвітнього тяжіння, який він сформулював так: **кожні дві матеріальні частинки взаємно притягуються з силою, пропорційною їх масам і обернено пропорційною квадрату відстані між ними.**

Математичне формулювання цього закону має вигляд:

$$F = G \frac{Mm}{r^2}, \quad (1.9)$$

де, M та m - взаємодіючі маси, r - відстань між ними, G - гравітаційна стала.

У системі СІ $G = 6,672 \cdot 10^{-11} \text{ м}^2 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$.

Розбіжність між поверхнями геоїда і еліпсоїда (референц-еліпсоїд, сфероїд) не перевищує декількох десятків метрів, у той час як різниця між R_e і R_n становить 21,385 км. За сучасними вимірами $R_3 = 6378,142$ км, $R_n = 6356,757$ км; стиснення геоїда $a = (R_e - R_n)/R_3 = 1/298,255$, що складає 0,3%, у Юпітера - 6%.

Супутникові виміри показали, що Південний полюс на 30 км. ближче до центру Землі, ніж Північний. Середній радіус Землі $R_{cp} = 6371,032$ км. За цими даними можна визначити площу поверхні Землі, що складає 510,069 млн.км², з них 29,2% - суша і 70,8% - водна поверхня.

Об'єм Землі - $1,1 \cdot 10^{27}$ см³, її маса - $6 \cdot 10^{27}$ г, що складає $3 \cdot 10^{-6}$ маси Сонця. Середня щільність Землі - 5,5 г/см³.

1.2 Гіпотези походження Землі

Від 12 млрд. до 20 млрд. років тому (точніше сучасна наука допоки сказати не може) виник наш Всесвіт. Запитувати, що було до його виникнення - некоректно (це означає, що розумної відповіді на таке питання дати не можна), оскільки до його виникнення не було ні простору, де б це "що" могло бути, ні часу, в який це "що" могло б відбуватися.

У момент свого виникнення Всесвіт мав нульовий об'єм і нескінченно велику щільність. У перші ж хвилини після виникнення Всесвіту, в результаті первинного нуклеосинтезу виникла речовина. На 70% вона складалася з водню (*H*) і на 30% з гелію (*He*).

Космогонія (греч. kosmogonía, від kósmos - світ, Всесвіт і gone, goneia - народження) - галузь науки, в якій вивчається походження і розвиток космічних тіл і їх систем: зірок і зоряних скупчень, галактик, туманностей, Сонячної системи та всіх тіл, що входять до її складу: Сонця, планет (включаючи Землю), їх супутників, астероїдів (або малих планет), комет, метеоритів.

Гіпотези космогонії XVIII - XIXст. відносяться головним чином до походження Сонячної системи. Лише у XX столітті розвиток теоретичної астрофізики і фізики дозволив почати серйозне вивчення походження і розвитку зірок. У другій половині XX ст. почалося вивчення походження і розвитку галактик, природа яких була з'ясована лише тепер.

Існує багато гіпотез про походження Землі, але всі вони можуть бути умовно об'єднані в **дві групи**:

1. Гіпотези **первинно-розплавленого стану** Землі і її подальшого охолодження (гіпотези Ж. Бюффона, І. Канта, П. Лапласа, Д. Джинса та інші)

2. Гіпотези **первинно-охолодженої Землі**, яка зазнала подальшого радіогенного розігрівання і потім нерівномірного охолодження (гіпотези В.Г. Фесенкова, О.Ю. Шмідта, Б.Ю. Льовіна, А.П. Виноградова, Г.В. Войткевича та інш.).

Послідовники **першої групи** гіпотез вважають основним джерелом внутрішньої енергії Землі залишкове тепло, що збереглося від часу її формування, а додатковими джерелами - енергію радіогенну та енергію, що виділялася при стисненні речовини Землі.

Послідовники **другої групи** гіпотез, навпаки, радіогенну енергію вважають основною. У минулому радіоактивних речовин на Землі було набагато більше, але в процесі радіоактивного розпаду їх кількість

зменшилася. Наприклад: 4,5 мільярда років назад урану-238 на Землі було в двічі більше ніж тепер. Окрім цього, тоді існували і невідомі нам "недовговічні" радіоактивні ізотопи з періодом напіврозпаду від 10 мільйонів до 1 мільярда років. Отже у далекому минулому Земля була значно теплішою.

Німецький філософ **Еммануїл Кант** в 1755р. висловив ідею походження Всесвіту з первинної матерії, що складається з найдрібніших частинок. Утворення зірок, Сонця та інших космічних тіл, на його думку, сталося під впливом сил тяжіння і відштовхування в умовах хаотичного руху частинок.

Кант вважав, що Сонячна система виникла при еволюційному розвитку пилової туманності, в центрі утворилося Сонце, на периферійних частинах - планети. Згідно гіпотезі **Канта-Лапласа**, спочатку розжарена Земля *охолоджувалася*, стискала, що привело до деформації земної кори.

Французький математик **П. Лаплас** (1796 р.) пов'язував утворення Сонячної системи з обертальним рухом розрядженої і розжареної газоподібної туманності, який привів до виникнення згустків матерії - зародків планет.

П. Лаплас передбачав, що первинна туманність була газовою, надто *гарячою* і швидко оберталася, причому від неї відокремилися кільця - майбутні планети - вони утворилися раніше ніж Сонце. Гіпотеза Канта - Лапласа і сьогодні не втратила наукового значення.

Великий внесок у розвиток уявлень про походження планетної системи було зроблено в працях **О.Ю. Шмідта** та його послідовників. Процес формування планетної системи з *холодної* газово-пилової хмари, загалом, *представлений досить обтрунтовано*. На першому етапі в газово-пиловій хмарі, що оберталась, відбувалося утворення відносно крупних тіл, проміжних між пиловими частинками і планетами.

Маючи значно менші швидкості, чим легкі газові молекули, частинки збиралися в центральній площині хмари, що оберталася. Поступово відстань між частинками зменшувалася, взаємне притягання збільшувалося, утворювалися згустки пилових частинок, що рухалися навколо Сонця, в напрямі руху хмари. З часом пилові згустки перетворилися на більш крупні тіла - малі планети - астероїди.

Крупніші тіла притягували дрібні і, поступово збільшуючись в розмірах, ставали великими планетами. При цьому відбувався гравітаційний перерозподіл речовини планети під дією сили тяжіння. Збільшення розмірів йшло спочатку порівняно швидко за рахунок приєднання захопленої в хмарі речовини. Пізні планети продовжували "зростати", але вже повільно, за рахунок прямого випадання речовини на їх поверхню.

За гіпотезою **О. Ю. Шмідта** (1943 р.) планетна система утворилася з пилової і метеорної матерії при попаданні її в сферу Сонця. Спочатку *холодна* Земля та інші планети поступово розігрівалися під впливом енергії радіоактивного розпаду, гравітаційних та інших процесів, а потім поступово охолоджувалися.

Радянський астроном **В. Г. Фесенков** в 1951р. запропонував вирішення проблеми з точки зору утворення Сонця і планет із спільного середовища, що виникло в результаті ущільнення газопилової матерії. При цьому передбачалося, що Сонце утворилося з центрального згустку, а планети - із зовнішньої частини. Тіла Сонячної системи формувалися з *первинно холодної космічної твердої і газоподібної матерії* шляхом ущільнення та згущення до утворення Сонця і протопланет.

Астероїди і метеорити вважаються вихідним матеріалом планет Земної групи (Меркурія, Венери, Землі, і Марсу - невеликих за розмірами, в них висока щільність, мала маса атмосфери, незначна швидкість обертання навколо своєї осі); а комети і метеори - планет-гігантів (Юпітера, Сатурна, Урана, Нептуна, Плутона - мають величезні розміри, низьку щільність, щільну атмосферу, складену з H_2 , Ge і метану, високу швидкість обертання).

Формування сучасних оболонок Землі пов'язане з процесами гравітаційної диференціації первинної однорідної речовини.

Найбільш **передова гіпотеза** - це пояснення виникнення Всесвіту теорією **Великого вибуху**. Відповідно до цієї теорії ~ 15 млрд. років тому наш Всесвіт було стиснуто в грудку, в мільярди разів менше за шпилькову головку. За математичними розрахунками її діаметр був рівний, а щільність близька до нескінченності (такий стан називається *сингулярним* - нескінченна щільність в точковому об'ємі). Нестійкий вихідний стан речовини привів до вибуху, що сприяв стрибкоподібному переходу до Всесвіту, який розширюється.

Найраніший етап розвитку Всесвіту називається інфляційним - його період до 10^{-33} секунди після вибуху. В результаті виникають простір і час. Розміри Всесвіту в декілька разів перевищують сучасні розміри, речовина в ньому відсутня.

Наступний етап - гарячий. Викид тіла пов'язаний з енергією, що вивільнюється, при Великому вибуху. Випромінювання нагрівало Всесвіт до 10^{27} К. Після чого настав період охолодження Всесвіту протягом ~500 тисяч років. В результаті виник однорідний Всесвіт. Перехід від однорідного до структурного відбувався від 1 до 3 млрд. років.

Кількісні розрахунки показують, що Земля могла досягти сучасної маси приблизно за 200 мільйонів років. До кінця цього періоду температура в центрі планети становила приблизно +1300С, але поверхня була холодною.

Потім розігрівання, в результаті радіоактивного розпаду елементів, привело до плавлення речовини в надрах Землі та її хімічної диференціації.

Протопланетна хмара внаслідок дуже великої кількості пилу була мало прозорою для сонячного випромінювання. Тому частина хмари, що знаходилася ближче до Сонця, сильно нагрівалася, тоді як віддалені від Сонця її частини мали дуже низьку температуру. Унаслідок поступового розсіювання газів, біля Сонця могли існувати лише частки нелетких, тугоплавких сполук. Тут утворилися планети подібні до Землі. Далеко від Сонця в умовах низької температури газу заморожувалися на холодні пилові частинки, збільшуючи їх об'єм. У цій частині хмари формувалися планетигіганти.

1.3 Форма, фігура та розміри Землі

Ще в давнину було усвідомлено, що фігура Землі має вигляд кулі. Це стало першим уявленням про фігуру Землі. Завдання вивчення фігури Землі зводилося до визначення радіусу земної кулі (Ератосфен, Біруні).

У першому наближенні Землю можна вважати **кулею** з середнім радіусом 6371,3 км. Таке уявлення нашої планети використовують для завдань, точність обчислень в яких не перевищує 0,5 %.

І. Ньютон, виходячи з відкритого ним закону Всесвітнього тяжіння, висловив припущення, що фігура Землі внаслідок її обертання навколо осі і взаємного притягання складових її мас, має бути слабко сплюснута у напрямку осі обертання і мати вигляд **сфероїда**, близького до **еліпсоїда обертання**.

Унаслідок виникаючої відцентрової сили відбувається "розтягання", "розтаскування" речовини планети таким чином, що куляста форма Землі змінюється і планета стає немовби "приплюснутою" біля полюсів (точок перетину осі обертання Землі і фізичної поверхні). Це явище носить назву **полярне стиснення**. Результати градусних вимірів на початку XVIIIст. підтвердили обґрунтованість цього припущення, а також і закону Всесвітнього тяжіння.

Насправді Земля не є ідеальною сферою. В результаті добового обертання вона сплюснута з полюсів; висоти материків різні; припливні деформації також спотворюють форму її поверхні.

У геодезії та космонавтиці зазвичай для опису фігури Землі вибирають **еліпсоїд обертання** або **геоїд**. З геоїдом пов'язана система астрономічних координат, з еліпсоїдом-обертання - система геодезичних координат.



Рис. 1.10 - Поверхні рельєфу, сфероїда і геоїда.

Припущення, що фігура Землі має вигляд еліпсоїда обертання, з'явилося другим наближенням в уявленнях про її форму. Завдання вивчення фігури Землі зводилося до визначення *екваторіального радіусу* і *стиснення Землі*.

Уявлення про фігуру Землі в цілому можна отримати, уявивши, що вся планета обмежена продовженою в думках поверхнею океанів в спокійному стані. Така замкнута поверхня в кожній своїй точці перпендикулярна до прямовисної лінії, тобто до напрямку дії сили тяжіння. Її називають *рівневою поверхнею*.

Рівневих поверхонь, що огинають Землю, можна уявити безліч, але ту з них, що співпадає з середнім рівнем води океанів в спокійному стані (у момент повної рівноваги всієї маси води, що знаходиться в ній, під впливом сили тяжіння), називають *основною рівневою поверхнею* або *поверхнею геоїда*.

За математичну поверхню Землі прийнято вважати рівневу поверхню, в кожній точці якої напрям прямовисної лінії (сили тяжіння) і нормаль співпадають.

В результаті нерівномірного розподілу мас усередині Землі геоїд не має правильної геометричної форми і його поверхня не може бути виражена математично, тому для практичних розрахунків її замінюють простішими геометричними моделями. З них щонайближче до геоїду знаходиться сфероїд або еліпсоїд обертання, що являється обертанням еліпса навколо його малої осі.

Завдання визначення фігури і розмірів Землі полягає в математичному

описі небесного тіла Землі і встановленні різниці між математичною моделлю і дійсним тілом Землі (відступів).

Найбільш вдала математична модель Землі була запропонована проф. Красовським в 1946 році у вигляді *референц-еліпсоїда*

з великою піввіссю $a=6378,945$ км та малою – $b = 6356,863$ км, коефіцієнт стиснення біля полюсів $\alpha = (a-b)/a = 1/298.3 \sim 1/300$.

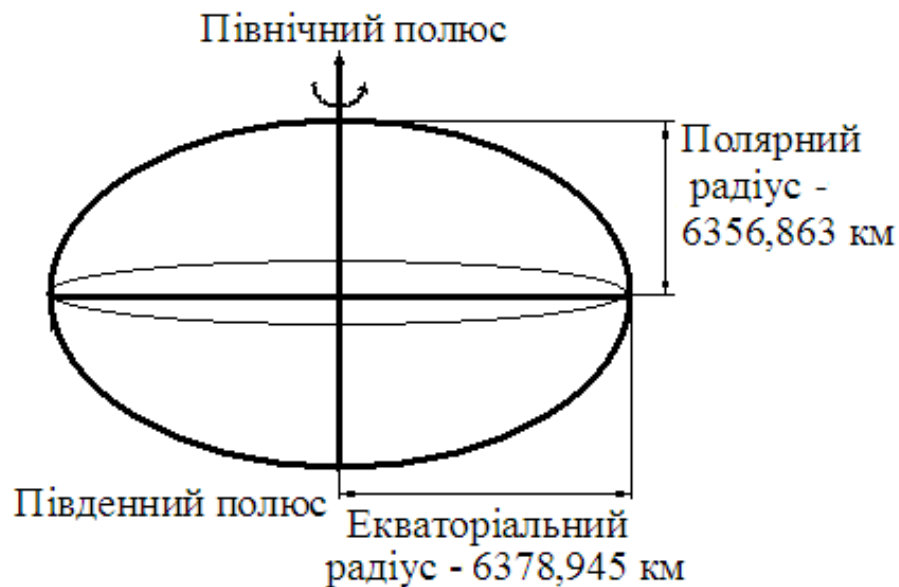


Рис. 1.11 - Математична модель Землі.

Еліпсоїд Красовського - фігура, отримана обертанням еліпса навколо його малої осі. Земля сплюснута в полюсів під дією відцентрової сили, що виникає при обертанні землі довкола своєї осі.

Для вирішення багатьох завдань навігації і складання карт дрібного масштабу Землю приймають за сферу (кулю).

У практичних розрахунках Землю приймають за кулю з середнім радіусом $R=6371.11$ км. Невелику ділянку поверхні Землі практично можна вважати горизонтальною площиною, крупніша ділянка - як частина сфери.

У країнах СНД за рівневу поверхню прийнята Балтійська система висот, відлік ведеться від рівня Балтійського моря (Кронштадський футшток). Місцева система висот - Тихоокеанська - (-1873 мм).

Запитання для самоконтролю

1. Що називають Чумацьким шляхом?
2. Що визначають закони Кеплера?

3. Що таке ексцентриситет орбіти?
4. Що називається афелієм і перигелієм?
5. Що називається астрономічною одиницею?
- 6.. Що таке сидеричний, період?
7. Які гіпотези "гарячого" походження планет і хто їх автор?
8. Які ви знаєте гіпотези "холодного" походження планет і хто їх автор?
9. Чим відрізняється референц-еліпсоїд від сфероїда та від геоїда?

2 РУХИ ЗЕМЛІ ТА ЇХ ГЕОФІЗИЧНІ НАСЛІДКИ. ЗОВНІШНЯ БУДОВА ЗЕМЛІ

2.1 Орбітальний і добовий рух Землі. Рух полюсів земної кулі

Земля, як і інші планети Сонячної системи, одночасно бере участь в декількох видах рухів. Головними, з яких є - *добове обертання* навколо своєї осі і *річний рух по орбіті* навколо Сонця.

Земля обертається із заходу на схід, проти годинникової стрілки, при цьому *кутова швидкість обертання*, тобто кут на який повернеться будь-яка точка на поверхні Землі, *однакова* і становить 15 градусів за годину. *Лінійна швидкість* залежить від широти місцевості: на екваторі вона максимальна і становить 464 м/с, на полюсах швидкість падає до нуля.

Землі необхідно в середньому 23 години 56 хвилин і 4.091 секунди (зоряна доба), аби зробити один оборот навколо осі.

Зоряна доба –це проміжок часу, за який Земля здійснює один оберт навколо своєї осі по відношенню до далеких зірок. На 2000-й рік вона дорівнювала 23год 56 хв 4.091с.

Швидкість обертання планети із заходу на схід становить приблизно 15 градусів за годину (1 градус за 4 хвилини, 15' за хвилину). Це еквівалентно видимому діаметру Сонця або Місяця кожні дві хвилини. (Видимі розміри Сонця і Місяця приблизно однакові.)

Обертання Землі нестабільне, але у великому часовому масштабі - сповільнюється. За одне століття Земля обертається на 0,0014 секунди повільніше, ніж в попереднє століття.

Земля рухається навколо Сонця по еліптичній орбіті на відстані близько 150 млн. км. із швидкістю приблизно рівною 30 км/с (108 000 км/рік), здійснюючи повний оберт за 365,2564 середніх сонячних діб (один зоряний рік).

Переміщення Сонця відносно зірок становить біля 1° в день в східному напрямі. Швидкість руху Землі по орбіті неоднакова: у липні вона починає прискорюватися (після проходження афелію), а в січні - знову починає

сповільнюватися (після проходження перигелію).

Афелій і перигелій - точки орбіти небесного тіла - найближча до центрального тіла і найвіддаленіша від центрального тіла, навколо якого здійснюється рух.

Сонце і вся Сонячна система обертається навколо центра Галактики Чумацького Шляху по майже круговій орбіті з швидкістю близько 220 км/с.

У свою чергу, Сонячна система в складі Чумацького Шляху рухається із швидкістю 20 км/с у напрямку до точки, що знаходиться на межі сузір'їв Ліри і Геркулеса, прискорюючись у міру розширення Всесвіту. Земля, захоплена рухом Сонця, описує в просторі гвинтову лінію.

Місяць обертається разом з Землею навколо спільного центра мас кожні 27,32 доби.

Проміжок часу між двома однаковими фазами Місяця (синодичний місяць) становить 29,5 доби. Якщо дивитися на орбіту Місяця з північного полюсу світу, то він рухається навколо Землі проти годинникової стрілки.

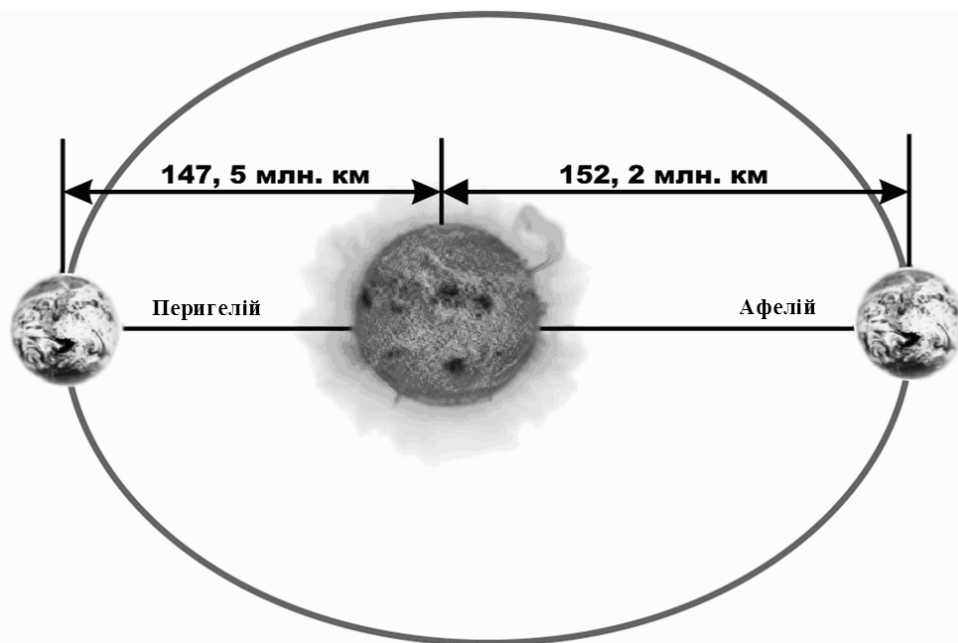


Рис. 2.1- Афелій і перигелій - точки орбіти Землі

За земну вісь приймають уявну пряму лінію, що проходить через полюси, навколо якої обертається Земля.

Вісь обертання Землі відхилена від перпендикуляра до площини Земля-Сонце на 23,5 градуса (напрямок і кут нахилу осі Землі залежить від періоду прецесії рівнодення, а видимий зеніт Сонця залежить від пори року); площина Земля-Місяць відхилений на 5 градусів відносно площини Земля-Сонце (без цього відхилення кожні два тижні відбувалося б одне із затемнень:

сонячне або місячне).

В результаті нахилу осі Землі, висота Сонця над горизонтом протягом року змінюється. Нахил осі зображується як кут між віссю планети і лінією, проведеною через центр планети перпендикулярно до площини орбіти. Для спостерігача в північних широтах, коли північний полюс нахилений до Сонця, світлий час доби триває довше і Сонце знаходиться вище. Це зумовлює високі середні температури повітря. Коли північний полюс відхиляється в протилежну від Сонця сторону, все стає навпаки і клімат стає холоднішим. За північним полярним колом в цей час майже на півроку настає ніч (полярна ніч).



Рис.2.2 - Координати точки на земній поверхні

Полярне коло - паралель в кожній півкулі планети, починаючи від якої і до полюса лежать арктичні пояси, де бувають полярний день (влітку) і полярна ніч (взимку).

Оскільки полярне коло визначається в кожній півкулі, у планети може бути лише два полярні кола - північне і південне. Широта полярних кіл визначається кутом нахилу осі обертання планети до площини екліптики.

Земні полярні кола розташовані на широтах $66^{\circ}33'$ (північної і південної широти). Полярне коло, розташоване в північній півкулі Землі, називається *Північним полярним колом*, в південній півкулі - *Південним полярним колом*.

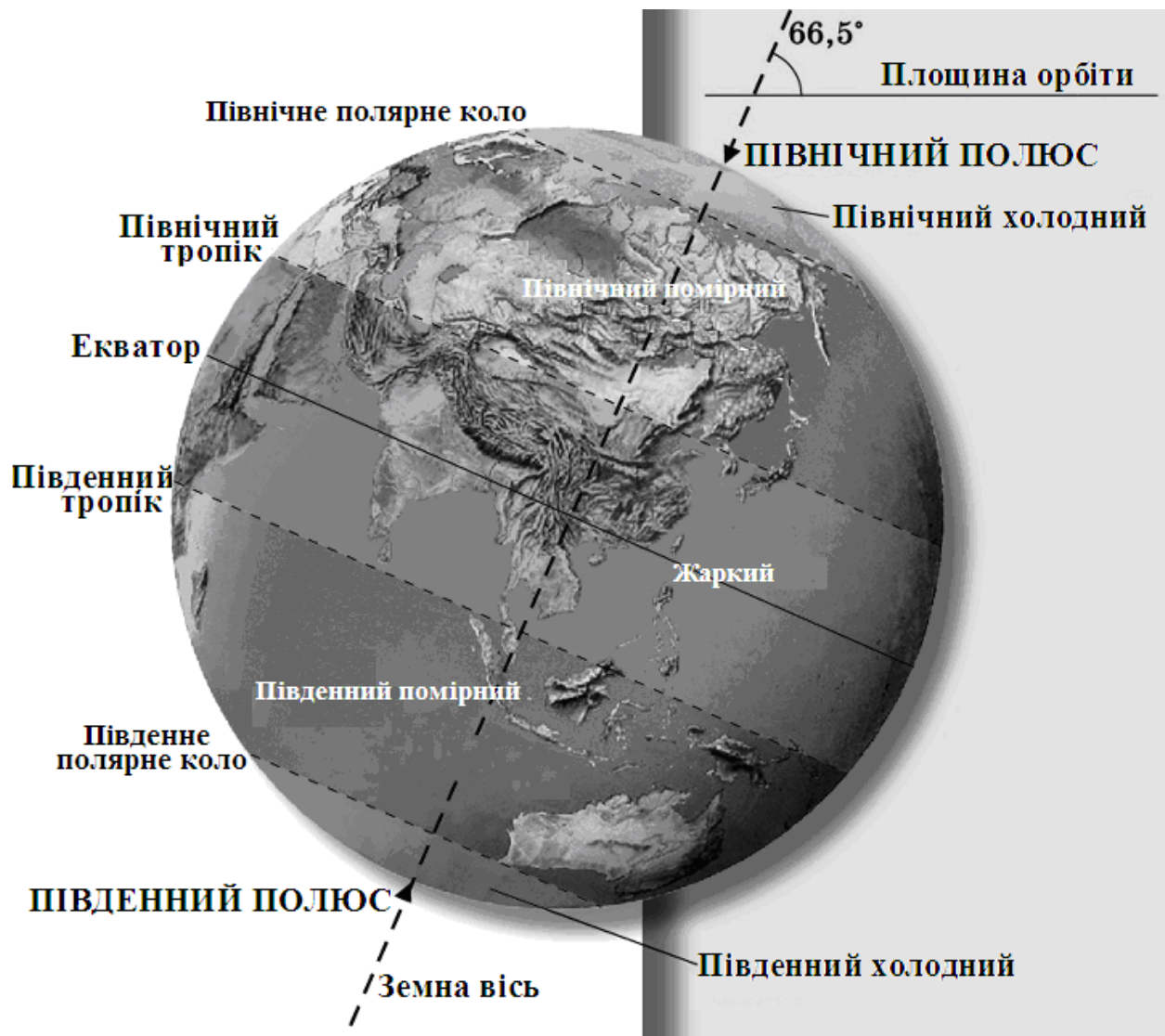


Рис. 2.3 - Вісь обертання Землі.

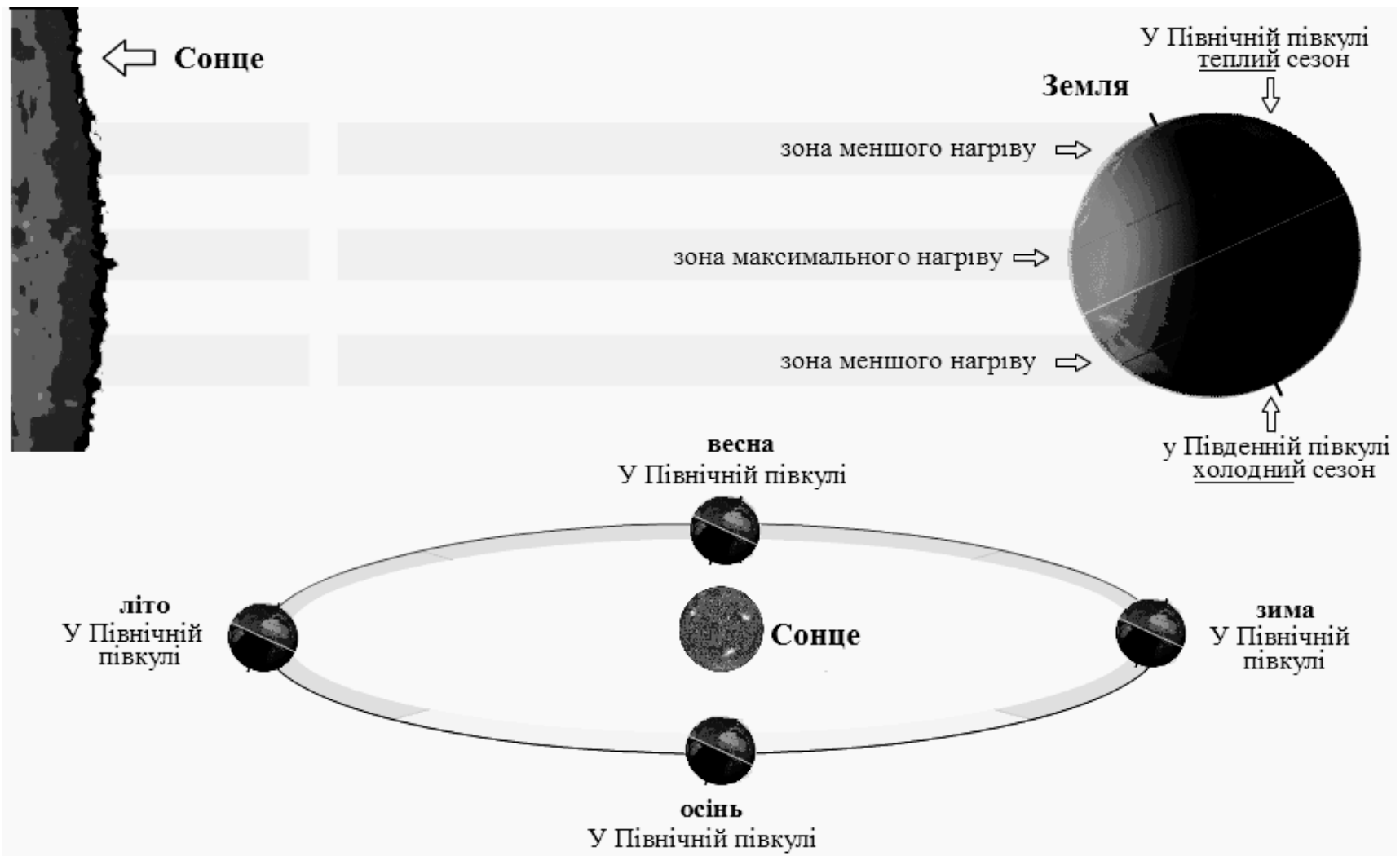


Рис 2.4. - Обертання Землі навколо Сонця

Кут нахилу земної осі відносно постійний протягом довгого часу. Проте цей нахил зазнає незначні, нерегулярні зсуви (відомі як **нутація**) з періодичністю 18,6 років. Так само існують довгоперіодичні нутації (близько 41 000 років). **Нутація** (від латин. „вагання”) рух твердого тіла, при якому змінюється кут між віссю власного обертання тіла і віссю, навколо якої відбувається прецесія, що відбувається одночасно з прецесією; цей кут називається кутом нутації.

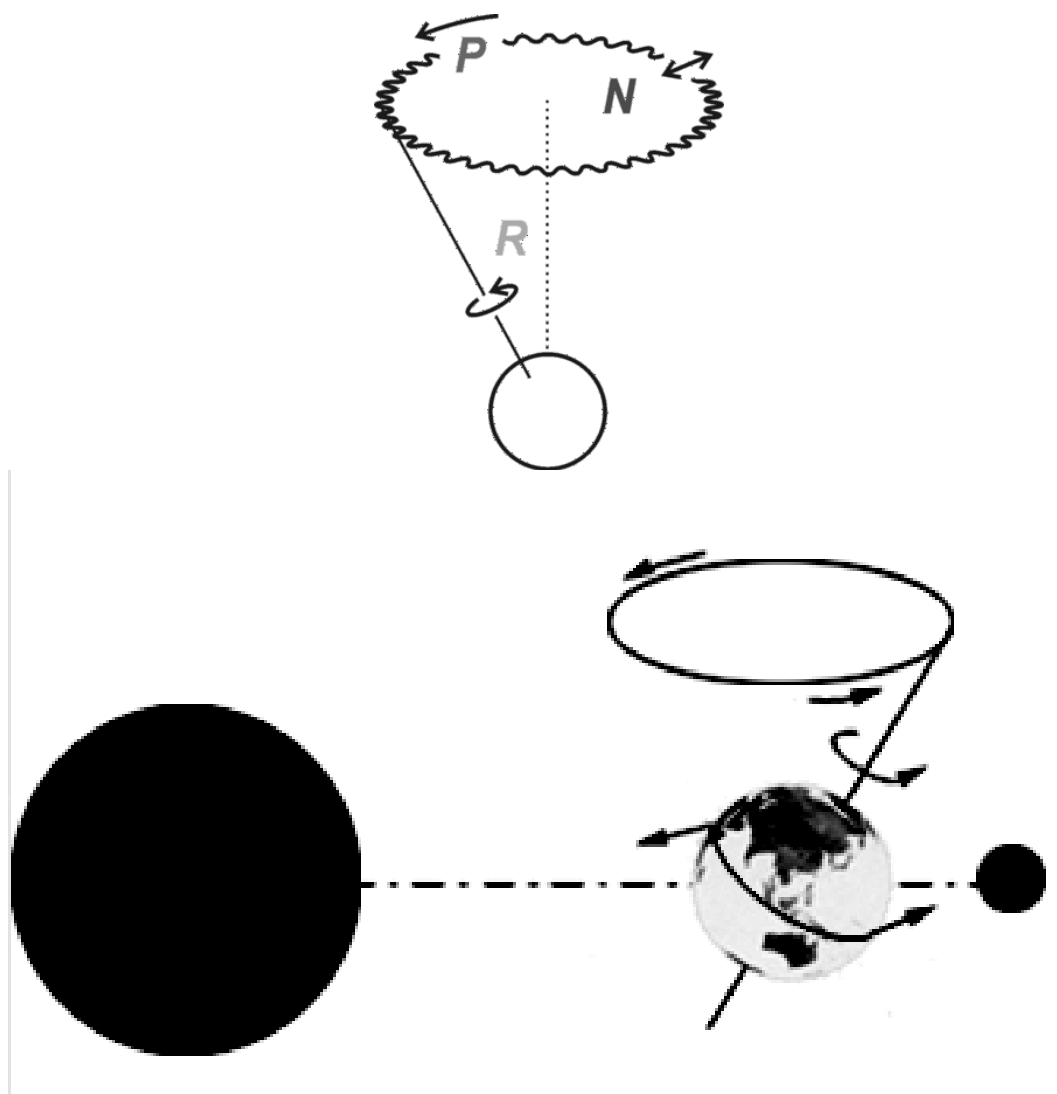


Рис.2.5 - Обертання (R), прецесія (P) і нутація (N) тіла, що обертається.

Орієнтація осі Землі з часом теж змінюється, тривалість періоду прецесування становить 25 000 років; ця прецесія є причиною відмінності зоряного року і тропічного року. Прецесія - явище, при якому вісь об'єкта, що обертається, повертається, наприклад, під дією зовнішніх моментів.

Ці рухи викликані змінним притяганням, що діє з боку Сонця та Місяця

на екваторіальну площину Землі. Полюси Землі переміщуються відносно її поверхні на декілька метрів. Такий рух полюсів має всілякі, циклічні складові.

В доповнення до річних компонентів цього руху, існує 14-місячний цикл руху полюсів Землі.

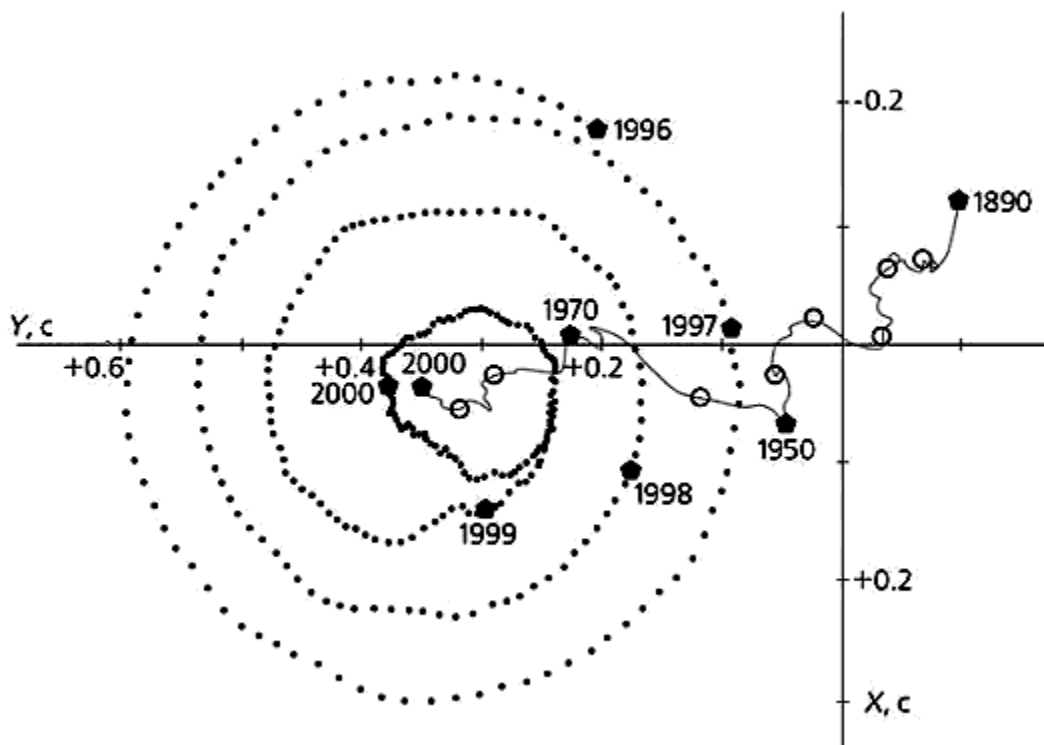


Рис.2.6 - Траєкторія руху Північного географічного полюса у 1996-2000 рр.

Суцільна ламана крива - траєкторія середнього полюса з 1890 по 2000 р.
(за даними Міжнародної служби обертання Землі, 2000).

Максимальне віддалення миттєвого полюса від середнього спостерігалось в 1996 р. Потім полюс став закручуватися і в 2000 році підійшов на мінімальну відстань до центра спіралі. З 2000 по 2003р. полюс розкручувався, а зараз знову закручується, поступово переміщаючись по спіралі до свого середнього положення.

Найбільше віддалення миттєвого полюса від середнього не перевищує 15 м.

Швидкість обертання Землі також не постійна, що відображається в зміні тривалості доби.

В даний час перигелій Землі припадає приблизно на 3 січня, а афелій -

приблизно на 4 липня. Із-за зміни відстані між Землею і Сонцем, в перигелії кількість сонячної енергії, що досягає Землю, на 6,9 % більше, ніж в афелії. Оскільки південна півкуля нахилена у бік Сонця приблизно в той же час, коли Земля знаходиться найближче до Сонця, то протягом року воно отримує трохи більше сонячної енергії, чим північне. Проте, цей ефект менш значимий, чим зміна сонячної енергії, зумовлена нахилом земної осі, і більша частина надлишкової енергії поглинається великою кількістю води океанів південної півкулі.

Вважається, що **сила Кориоліса** (відхиляюча сила обертання Землі), вносить вирішальний вклад до динаміки атмосфери, визначаючи напрям і силу переважних вітрів, напрям обертання циклонів, а в гідросфері - напрям океанічних течій.

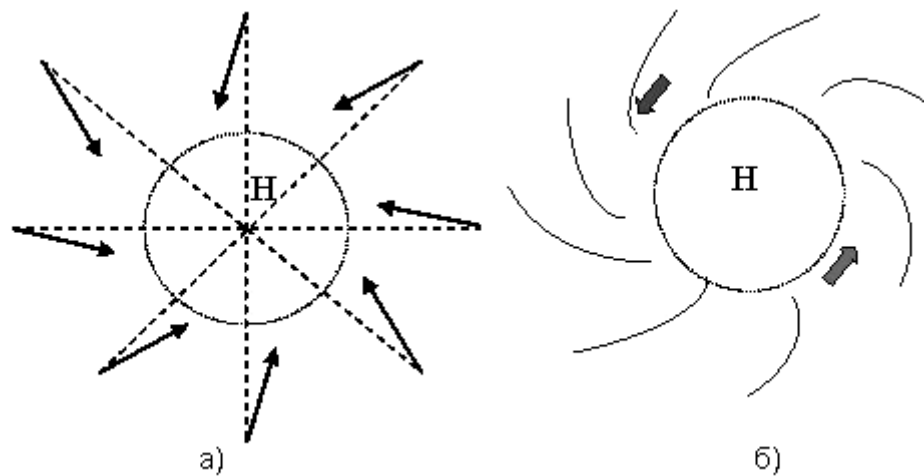


Рис.2.7 - Схема руху повітря в зоні циклону
 а - відхилення потоку силою Кориоліса,
 б - рух повітряних мас, відносно зони низького тиску

В наслідок обертання Землі, інерційна сила Кориоліса викликає відхилення горизонтальних повітряних і водних потоків від їх первинного напрямку руху, наприклад, вправо, до центру висхідного потоку в зоні низького тиску в північній півкулі. В результаті ця сила формує загальний рух повітряних мас (рис. 2.7).

Наслідки руху Землі навколо своєї осі:

1. При обертанні Землі виникає відцентрова сила, яка відіграє важливу роль у формуванні форми планети і тим самим зменшує силу тяжіння.

2. Відбувається зміна дня і ночі.

3. З'являється відхилення тіл від напрямку їх руху, цей процес був названий *силою Кориоліса* (на честь французького вченого, що відкрив це явище в 1835 році). Всі тіла за інерцією прагнуть зберегти напрям свого руху.

Якщо рух відбувається відносно поверхні, що переміщається, то відбувається відхилення цього тіла трохи вбік.

Всі тіла, що рухаються в північній півкулі, відхиляються вправо, а в південній півкулі – вліво від первісного напрямку. Ця сила виявляється в багатьох процесах: вона змінює рух повітряних мас, морських течій. З цієї причини відбувається підмив правих берегів річок в північній півкулі і лівих берегів - в південній півкулі.

Значення астрономічного положення Землі для її природи:

1. Внаслідок осьового і орбітального обертання Землі всі природні процеси мають свої ритми.

2. Температурний режим Землі сприятливий.

3. Супутник Землі - Місяць спричиняє припливи і відливи на Землі.

З обертанням Землі пов'язана єдина одиниця виміру часу - *доба*, а також *зміна дня і ночі*.

З цим процесом пов'язано поняття про час.

Час буває *місцевим, поясним, декретним, літнім і зимовим*. *Місцевим* часом прийнято називати час на одному меридіані. Відмінності між меридіанами, що стоять поряд становлять 4 хвилини, отже, через один градус час змінюється на 4 хвилини.

Наявність в різних пунктах, що лежать на різних меридіанах, свого часу призводило до різних незручностей, тому на Міжнародному астрономічному конгресі в 1884 році було прийнято *поясний відлік* часу. Для цього всю поверхню Землі поділили на *24 часових пояси* по 15 градусів кожен.

За *поясний час* прийнято брати середній час меридіана кожного поясу. Відлік проводиться від Нульового (Гринвіцького) меридіана, що проходить через обсерваторію міста Гринвіч, розташованого недалеко від Лондона. Час початкового меридіана прийнятий як *Всесвітній час*. Відлік часу ведеться із заходу на схід. Межа часових поясів на суші для зручності проведена не строго по меридіанах, а по природних рубежах (горам, річкам, адміністративним кордонам).

180-й меридіан прийнято за *міжнародну лінію зміни дат*. Це умовна лінія на поверхні земної кулі, по обидві сторони від якої години і хвилини збігаються, а календарні дати відрізняються на одну добу. Наприклад, Новий рік на захід від цієї лінії починається 1 січня, а на схід - 31 грудня. При перетині лінії дат із заходу на схід в рахунку календарних днів повертаються на одну добу назад, а зі сходу на захід - одна доба пропускається.

Рух Землі навколо Сонця.

Шлях Землі навколо Сонця називається *орбітою*. Орбіта Землі - це еліпс, близький до кола. Її довжина становить більше ніж 930 млн. км. Повний оберт Земля здійснює за *365 діб 6 годин і 9 хвилин*. Цей проміжок називають *зоряним роком*. Вісь обертання Землі нахилена до орбіти під кутом 66,5 градусів, це явище сприяє зміні пір року.

Нахил земної осі до площини орбіти і збереження її орієнтування в просторі зумовлює різний кут падіння сонячних променів і відповідно відмінності у надходженні тепла на земну поверхню, а також впливає на неоднакову тривалість дня і ночі протягом року на всіх широтах, окрім екватора.

Із зміною пір року пов'язана сезонна ритмічність в природі. Вона виявляється в зміні температури, вологості повітря і багатьох інших метеорологічних показників, в режимі водоймищ, в житті рослин і тварин.

В результаті річного руху Землі і нахилу осі її обертання до площини орбіти на нашій планеті утворилися 5 основних поясів: жаркий, два помірних і два холодних. Сонце та Місяць зумовлюють не лише приливи у водній оболонці Землі, але і на суші. Під їх впливом навіть тверда оболонка Землі подовжується - до 30см. Земля у свою чергу витягує Місяць на 40 див.

Взаємне розташування Сонця та Місяця змінює величину приливів. Якщо приливні дії Сонця та Місяця складаються (під час повного місяця і молодика), то приливи на Землі великі, якщо вони діють під прямим кутом, коли Місяць знаходиться в першій або третій чверті, то припливи істотно менші.

В результаті приливних сил виникає сила тертя, що уповільнює обертання Землі навколо осі, тобто збільшує нашу добу.

Безпосередньо з орбітальним обертанням Землі пов'язано таке явище як календар. Календар - це система виміру великих проміжків часу, заснована на періодичних явищах навколишнього світу, заснована на періодичності таких явищ природи, як зміна дня і ночі, зміна фаз Місяця, зміна пір року. Перше з цих явищ визначає одиницю міри часу - добу, друге - синодичний місяць, середня тривалість якого рівна 29,5 діб, третє - тропічний рік, що дорівнює в середньому 365,2 доби. Синодичний місяць і тропічний рік не містять цілого числа середньої сонячної доби. Таким чином, всі ці три міри часу не порівняні, і неможливо досить просто виразити одну з них через іншу.

Прагнення хоч би до деякої міри погоджувати між собою добу, місяць і рік привело до того, що в різні епохи, різними народами було створено багато різних календарів, які можна поділити на три головних типи: місячні, сонячні, місячно-сонячні.

Якщо зміна дня і ночі визначається осьовим обертанням Землі, а тривалість дня і ночі - нахилом осі до площини орбіти, то безперервні зміни тривалості дня і ночі на всіх широтах, окрім екватора, результат майже незмінного положення земної осі під час руху Землі навколо Сонця.

Земля рухається навколо Сонця по еліптичній орбіті, причому відстань до Сонця змінюється від 152 млн. км. в афелії (5 липня) до 147 млн. км. в перигелії (3 січня). При середній швидкості 29,8 км/с Земля проходить всю орбіту - 940 млн. км. за 365 діб 6 годин 9 хв. 9 сек. Цей відрізок часу називається **зоряним роком** (сидеричним).

Взимку Земля знаходиться ближче до Сонця, чим влітку. Проте інтенсивність сонячної радіації на Землі залежить не стільки від зміни відстані до Сонця, скільки від кута падіння його променів. Найбільше нагрівання поверхні Землі відчувається там, де кут падіння променів відносно Землі має 90° , тобто ніж менший кут, тим менше тепла отримує дана земна поверхня.

Зміна пір року на земній кулі пов'язана з рухом Землі навколо Сонця, але визначальним в цьому русі є нахил земної осі. Вісь Землі нахилена до площини земної орбіти під кутом $66^\circ 33'$, а площина земного екватора - під кутом $23^\circ 27'$. У зв'язку з рухом навколо Сонця положення Землі відносно сонячного променя протягом року змінюється.

Якби вісь Землі була перпендикулярною до площини орбіти, то Сонце завжди прямовисним променем освітлювало б лише екватор, а далі на північ і південь від нього сонячний промінь падав би на поверхню Землі під меншим кутом. На екваторі протягом року було б однаково жарко, а на полюсах однаково холодно і зміни пір року не відбувалося б.

Насправді, в результаті нахилу земної осі до площини орбіти земна куля обертається до Сонця то північною, то південною півкулею, тому кожна півкуля нагрівається більше, або менше.

Нахил земної осі впливає також на тривалість дня і ночі в різних широтах земної кулі (окрім екватора) протягом року.

Під час орбітального руху Землі виділяються чотири характерні позиції (мал. 2.8), які зустрічаються в літературі і на практиці під назвою: дні літнього і зимового сонцестояння; дні весняного і осіннього рівнодення. Розглянемо ці позиції.

22 червня - **день літнього сонцестояння**.

У північній півкулі початок астрономічного літа. В день літнього сонцестояння Земля нахилена північним полюсом до Сонця і сонячні промені падають перпендикулярно, тобто Сонце знаходиться в зеніті на широті $23^\circ 27'$ - на північному тропіку.

Тропіки - це паралелі $23^\circ 27'$ в північній і південній півкулі, які

обмежують область земної кулі, де Сонце буває в зеніті. На небі всіх широт північної півкулі цього дня Сонце займає найвище положення протягом року. Широти на північ від $66^{\circ}33'$ пн.ш. (від північного полярного кола) в цей час знаходяться повністю на освітленій території Землі (рис. 2.8), де Сонце за горизонт взагалі не заходить - там полярний день. На всіх широтах між екватором і північним полярним колом - день довший за ніч.

У південній півкулі в день літнього сонцестояння Сонце дуже низько над горизонтом. На південь від $66^{\circ}33'$ пд.ш. (південне полярне коло) - полярна ніч, яка відповідає по тривалості полярному дню тих же широт північної півкулі. На всіх широтах південної півкулі між екватором і південним полярним колом день коротший за ніч. 22 червня - в південній півкулі починається астрономічна зима.

Полярні кола - це паралель в $66^{\circ}33'$, яка обмежує на земній кулі області, де бувають полярні дні і полярні ночі.

23 вересня Земля, безперервно рухаючись по орбіті, займає положення, при якому світлороздільна лінія проходить через географічні полюси (вона збігається з віссю Землі) і день рівний ночі на всіх широтах Землі. Цей день називається вдень **осіннього рівнодення**, обидві півкулі (північна і південна) освітлені однаково (сонце в зеніті знаходиться над екватором).

23 вересня - початок астрономічної осені в північній півкулі і початок астрономічної весни - в південній.

22 грудня, в день зимового сонцестояння. Земля знаходиться недалеко від перигелію. До Сонця повернена південна півкуля, там починається астрономічне літо, а в північній півкулі настає астрономічна зима. Сонце в зеніті на Південному тропіку ($23^{\circ}27'$ пд.ш.). У північній півкулі спостерігається найкоротший день і сама довга ніч, в південній - навпаки. Область навколо Південного полюса, обмежена Південним полярним колом, освітлена Сонцем, яке не заходить за горизонт (там полярний день); над відповідною областю в північній півкулі - за Північним полярним колом - Сонце не сходить (там полярна ніч). Цього дня, 22 червня, день дорівнює ночі лише на екваторі.

В день **весняного рівнодення** - 21 березня Сонце освітлює Землю так, як і 23 вересня; воно знаходиться в зеніті над екватором і на всіх широтах земної кулі день дорівнює ночі. У Північній півкулі настає астрономічна весна, а в Південній - осінь (рис. 2.8).

Отже, якби вісь Землі не була нахилена, кут падіння сонячного променя на земну поверхню залишався б завжди однаковим і нагрівання її зменшувалося б рівномірно від екватора на північ і південь, і зміни пір року не відбувалися. Правда, в широкій міжтропічній смузі день майже завжди однаковий, як і кількість теплоти на одиницю площі земної

поверхні, тому значних відмінностей в порах року тут немає.

За полярним колом на великих просторах фактично існує дві пори року - полярний день і полярна ніч. У помірних широтах пори року виражені чітко, але їх тривалість тут не однакова.

Земля рухається по орбіті з різною швидкістю: у той період, коли вона буває ближче до Сонця (у перигелії), швидкість її руху найбільша (30,3 км/с). Найменша швидкість (29,3 км/с) під час проходження Землею віддаленої точки - афелію.

Можна зробити висновок, що зі всіх пір року в Північній півкулі найтриваліше літо і найкоротша зима, а в південній - навпаки. Весна в північній півкулі триває 92,8 доби, літо - 93,6 доби, осінь - 89,8 доби, зима - 89,0 доби.

2.2 Характеристика поверхні Землі. Закономірності розміщення материків і океанів

Формування поверхні Землі в її сучасному вигляді відбувалося з кінця палеозойської – початку мезозойської ери. В ті часи праматерик Пангея, що включав всі нині існуючі материки Землі і займав приблизно однакові площі в північній і південній півкулях, тобто знаходився декілька південніше і східніше основної маси сучасної суші (К.Марков), почав розділятися затокою (рифтом), яка врізалась в нього зі сходу, вже існуючого тоді древнього океану (рис. 2.8). До кінця тріасу цей океан, що розвивався зі сходу на захід, одержав назву Тетіс, поділив Пангею на дві частини: північну-Лавразію, і південну - Гондвану.

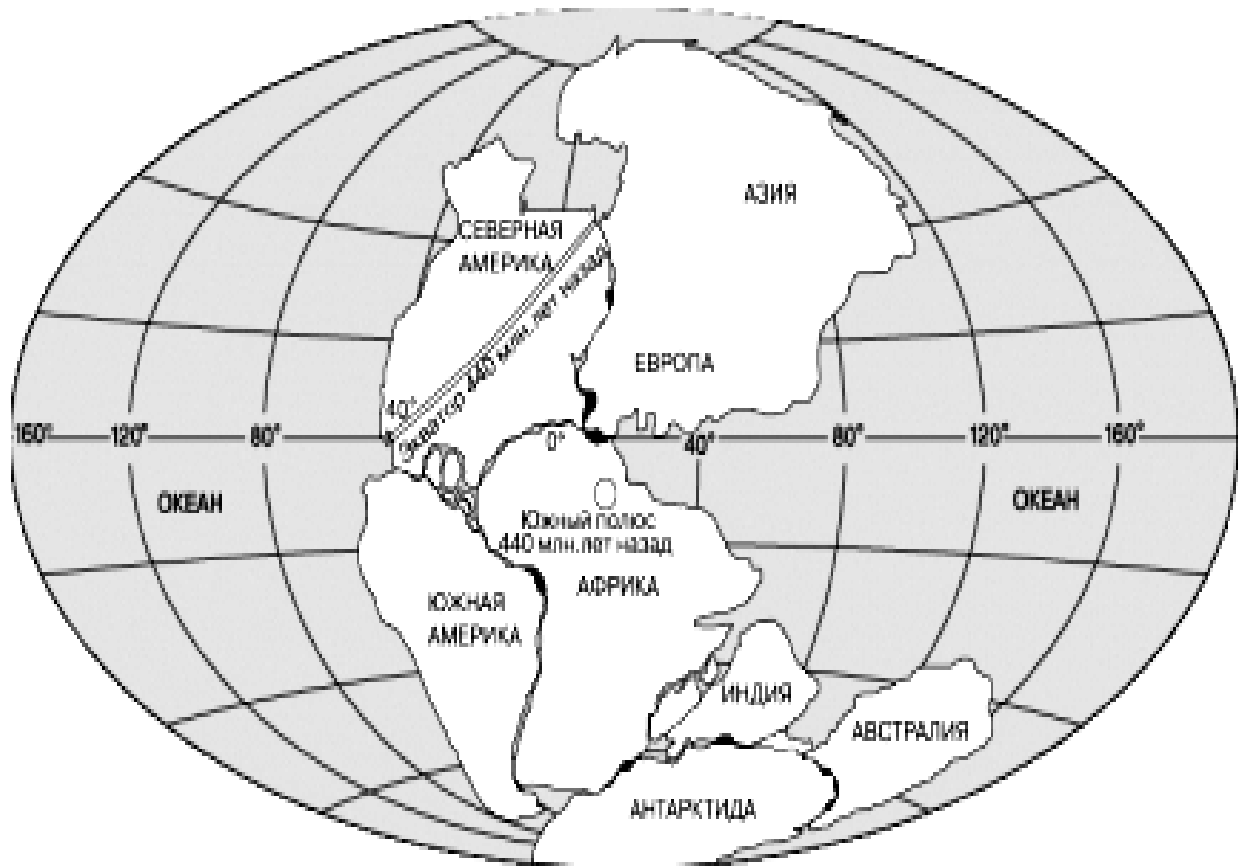


Рис.2.8 - ПАНГЕЯ - існувала на Землі близько 240 млн. років назад (єдиний праматерик, з якого утворилися сучасні материки).

Лавразія зберігала цілісність до середини мезозою, а Гондвана розпадалася на окремі літосферні плити, уподовж новоутворених рифтів. Один з них відокремив материки Африку і Південну Америку, що тимчасово зберігали єдність, від Австралії і Антарктиди. Африка і Південна Америка змістилися на північний захід, а на їх місці почалося формування нового океанічного дна Індійського океану.

У кайнозої материки зайняли положення, близьке до сучасного. Індійський океан, як Тихий і Атлантичний, набув сучасних контурів берегів та рельєфу дна.

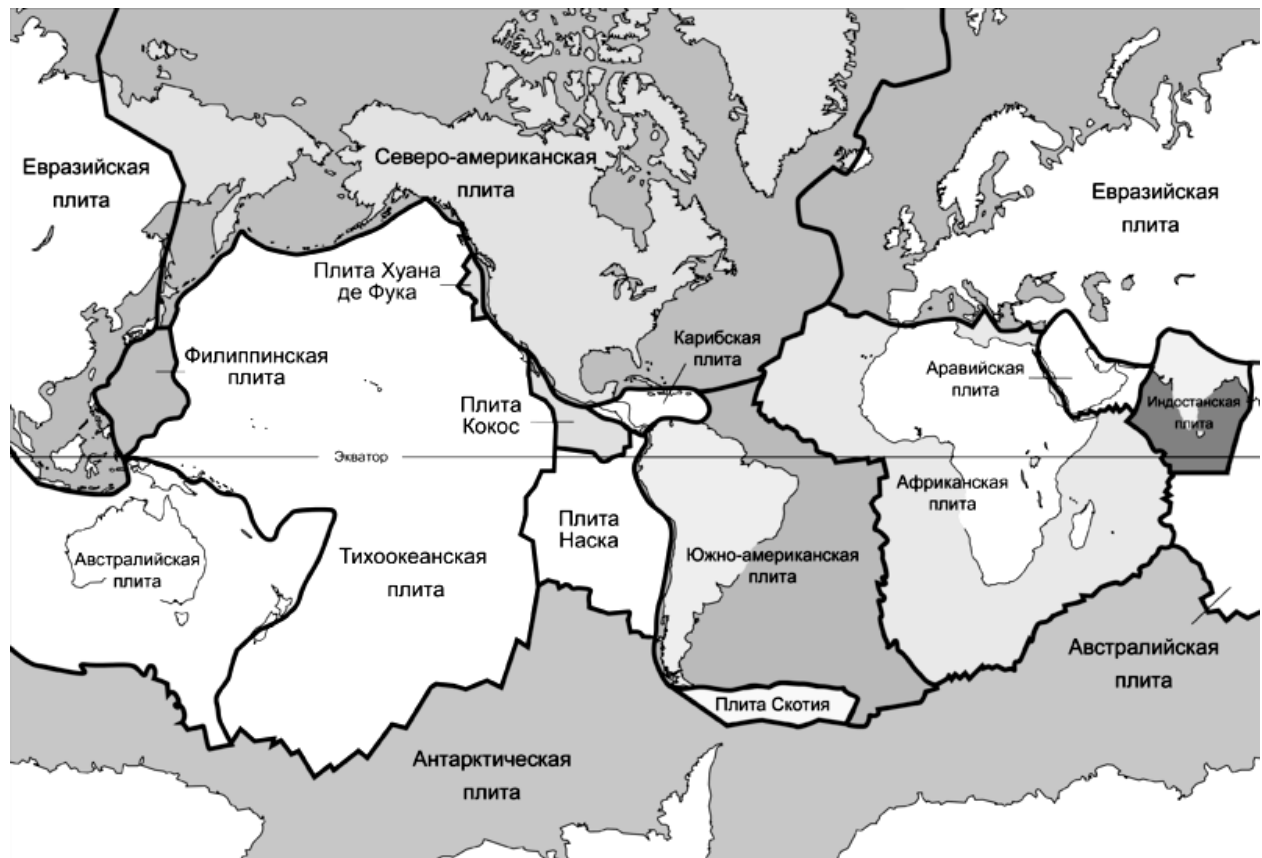


Рис. 2.9 - Плити літосфери Землі.

Комп'ютерна модель мережі розломів наводить на думку, що їх будова пов'язана зі змінами форми земної кулі у минулому, що, у свою чергу, зумовлювалося коливаннями швидкості обертання Землі і зміною положення її полюсів. Ці зміни були обумовлені рядом процесів, серед яких найбільш істотний вплив мали давні зледеніння і бомбардування Землі метеоритами.

Льодовикові періоди повторювалися приблизно кожні 250 млн. років і супроводилися накопиченням значних мас льодовикового льоду біля полюсів. Таке скупчення льоду викликало збільшення швидкості обертання Землі, що привело до сплюснення її форми. При цьому екваторіальний пояс Землі розширювався в діаметрі, стискувався біля полюсів (тобто Земля ставала все менше схожою на кулю). Унаслідок крихкості земної кори сформувалася мережа взаємоперетинаючих розломів. Швидкість обертання Землі змінювалася десятки разів впродовж одного льодовикового періоду.

В результаті тривалих процесів дрейфу материків та їх зіткнень сформувалася материкова кора у вигляді "клаптикової ковдри", що складається з фрагментів різного віку. Таким чином, формування сучасного обліку Землі - це єдиний процес, в який залучені як материки, так і океани.

Але результати його на дні океанів і на материках різні: у одному випадку - однорідна горизонтальна поверхня водних мас і прихована під ними земна кора, в іншому - складно побудована і розчленована поверхня суші з великими контрастами висот і форм рельєфу.

Вплив зовнішніх чинників диференціації природи, пов'язаних з надходженням сонячної енергії і нерівномірністю її розподілу по земній поверхні, проявляється по-різному на материках і океанах.

Води океанів, що вільно поєднуються один з одним, характеризуються спільним сольовим складом до глибини 100-150 м. Розподіл по однорідній водній поверхні температур, хімічних елементів, живих організмів залежить від надходження сонячної енергії та нерівномірності її розподілу від полюсів до екватора, а також від процесів динамічної взаємодії між водною поверхнею і атмосферою. І лише в перехідних зонах між океанами і материками він ускладнюється під дією великих масивів суші.

На однорідній поверхні океанів зональна структура біосфери виражена з більшою чіткістю, ніж на суші. У товщі води, особливо до глибини 500 м, існує вертикальна зональність, що виявляється в температурах, хімічному складі вод і характері донних відкладів. Але вертикальна зональність вод океанів є явищем іншого характеру, чим вертикальна зональність (висотна поясна) суші. Зонально-кліматична диференціація в межах материків залежить не лише від загальних закономірностей природи, але і від розмірів та контурів самих материків, складності будови їх поверхні, впливу океанів, тобто від їх індивідуальних особливостей.

Морфологічні особливості будови поверхні Землі відповідають загальним закономірностям, в основі яких лежить принцип дисиметрії, введений в науку ще П. Кюрі та розвинутий для Землі в цілому В.І. Вернадським.

Поверхня Землі підлягає *антиподальності* суша-вода, яка виявляється через розподіл суші та моря на різних широтах, - *північна півкуля є переважно континентальною, а південна - океанічна.*

Дрейф материків існує до цих пір. Це відбувається в результаті горизонтального переміщення літосферних плит, розширення океанічної земної кори та розростання океанських западин у зв'язку з рифтовим вулканізмом і припливом мантійної речовини в серединно-океанічних хребтах, а також поглинанням його в глибоководних жолобах перехідних зон або при зіткненні континентальних і океанічних плит літосфери.

Якщо до зон субдукції разом з океанічною літосферою з двох сторін насуваються материкові плити, може статися замикання океану. *Зона субдукції - місце, де океанічна кора занурюється в мантію.* До зон субдукції приурочена більшість землетрусів і безліч вулканів.

Геоморфологічним проявом зон субдукції є глибоководні жолоби. Осадкові товщі, що накопичилися в ньому, зминаються в складки і здіймаються у вигляді зони, що приводить до розростання суші та формування нових континентів. У зонах субдукції відбуваються найбільш сильні землетруси і цунамі.

В той же час, вже існуючі материки в процесі переміщення розколюються, розходяться в різні сторони; формуються внутрішньоконтинентальні рифтові зони, на місці яких відбувається розростання нових океанів (рис. 2.10).

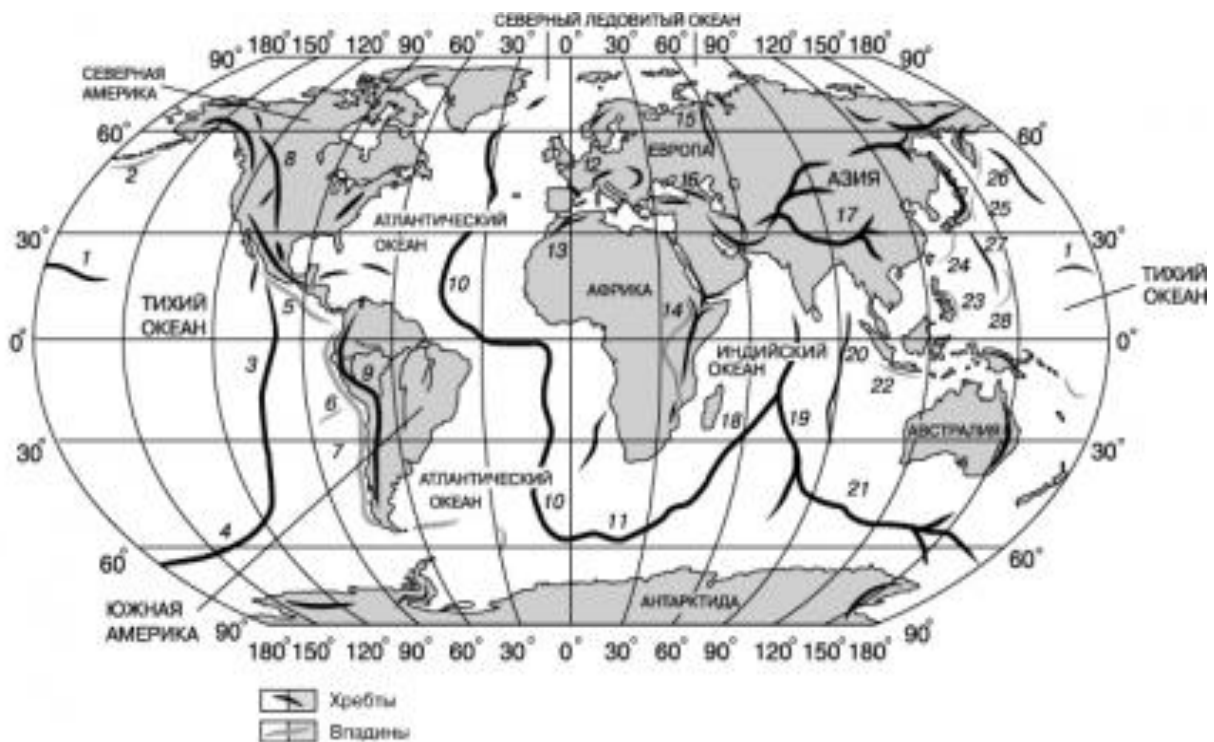


Рис. 2.10 - Материки і океани, найбільші підводні хребти і глибоководні жолоби.

МАТЕРИК – це крупний масив суші, що високо піднімається над водою, має в центрі ядро вигляді древньої платформи. Виділяють шість материків: Євразію, Африку, Північну Америку, Південну Америку, Австралію і Антарктиду та шість частин світу (Європу, Азію, Африку, Америку, Австралію і Антарктиду).

Деякі крупні острови за розмірами близькі до материків і інколи називаються "материковими островами". Серед них найбільш відомі Гренландія, Нова Гвінея, Калімантан і Мадагаскар. Материки оточені

мілководими зонами океанів - шельфами, з глибинами, що зазвичай не перевищують 150 м.

Запитання для самоконтролю

1. Які астрономічні явища доводять обертання Землі навколо Сонця?
2. З яких спостережень можна встановити, що орбіта Землі не є колом?
3. Коли Земля буває щонайближче до Сонця і коли найдалше? Яка причина зміни відстані Землі до Сонця?
4. По якому напрямку видно Земля від Сонця, коли вона знаходиться в перигелії, афелії?
5. Якби орбіта Землі була колом, то, як відрізнялися б пори року від тих, які існують насправді? Як змінилися б пори року, якщо ексцентриситет земної орбіти збільшився б до 0,5?
6. Як із спостережень можна показати, що Земля рухається під дією сили тяжіння Сонця?
7. Чи є кругосвітні подорожі доказом кулястості Землі?
8. Інколи, як доказ кулястості Землі, наводиться такий факт: при наближенні корабля до берега спочатку з'являються верхівки щогли, самі щогли, а потім весь корабель. Чи доводить таке явище кулястість Землі?
9. Чи обов'язково дископодібне зображення Землі на фотознімку з космосу доводить її кулястість?
10. Чому на Землі виникають два приливні виступи?
11. Як із спостережень зоряного неба довести, що Земля обертається навколо власної осі і це обертання відбувається із заходу на схід?
12. Який період обертання Землі?
13. Чи рівномірно обертається Земля?
14. Куди і з якою швидкістю рухається точка земної поверхні на широті φ при обертанні Землі?
15. Чи можна бачити з поверхні Землі світило, що знаходиться в цей час під горизонтом?

3 ГЕОСФЕРИ ЗЕМЛІ

3.1 Зовнішні оболонки

3.1.1 Походження атмосфери, гідросфери

За сучасними уявленнями, атмосфера і гідросфера виникли в результаті дегазації магми, що виплавляється при вулканічних процесах з верхньої мантії і утворює земну кору.

Первинна гелієво-воднева атмосфера була загублена Землею при розігріванні. З речовини, що утворила планету, при її формуванні виділялися різні гази. Особливо інтенсивно це відбувалося в процесі тектонічної діяльності, при утворенні тріщин і розломів.

Атмосфера і гідросфера складаються з легких летких речовин (сполук водню, вуглецю і азоту), яких на Землі в цілому дуже мало - приблизно в мільйон разів менше, ніж в космосі. Причина такого дефіциту полягає в тому, що ці леткі речовини були "вимиті" ще з протопланетної хмари сонячним вітром (тобто потоками сонячної плазми) і тиском світла.

У момент утворення Землі з протопланетної хмари всі елементи її майбутньої атмосфери і гідросфери знаходилися в зв'язаному вигляді, у складі твердих речовин: вода - в гідрооксидах, азот - в нітридах (і, можливо, в нітратах), кисень - в оксидах металів, вуглець - в графіті, карбідах і карбонатах.

Ймовірно, атмосфера і гідросфера „роздяглися” не відразу. Деякий час Землю обволікав потужний прошарок з водяної пари і газів (CO , CO_2 , HF , H_2 , S , NH_3 , CH_4), мало проникних для сонячних променів. Ця оболонка мала температуру $\sim +100^\circ C$. При зниженні температури стався поділ цієї оболонки на атмосферу і гідросферу. Вільного кисню в цій атмосфері не було. Він повинен був виділятися із земної речовини та утворюватися за рахунок розмноження молекул водяної пари, але витрачався на процеси окислення. Через відсутність озону атмосфера не оберігала Землю від короткохвильового випромінювання Сонця. Значна кількість сполук водню на Землі - це наслідки його переваги в первинній атмосфері.

Вулканічні процеси збагатили атмосферу вуглекислим газом. Знадобилося багато часу, перш ніж в результаті реакції з іншими елементами і фотосинтезу відбулося поглинання великої кількості вуглецю з атмосфери. В кінці протерозою склад атмосфери в цілому вже мало відрізнявся від сучасного: вона стала азотно-кисневою.

Оскільки первинна атмосфера була надто тонкою, температура на поверхні Землі дорівнювала температурі променевої рівноваги в результаті

вирівнювання потоку сонячного тепла, що поглинається поверхнею, з потоком тепла, яке випромінюється нею; для планети з параметрами Землі температура променевої рівноваги приблизно становить 15°C.

В результаті майже всі водяні пари вулканічних газів повинні були конденсуватися, формуючи гідросферу. В цей первинний океан переходили, розчиняючись в воді, й інші складові частини вулканічних газів - більша частина вуглекислого газу, "кислі дими", окисли сірки та частина аміаку.

В результаті *первинна атмосфера* (що складалася з водяної пари, CO_2 , CO , CH_4 , NH_3 , H_2S та інертні газів, була *відновною*) залишалася тонкою і температура на поверхні планети помітно не відхилялася від точки променистої рівноваги, залишаючись в межах існування рідкої води. Це і є однією з основних відмінностей Землі від інших планет Сонячної системи - постійна наявність на ній гідросфери.

Земля - водна планета Сонячної системи: більше 70% її поверхні покрито водами Світового океану. Ймовірно, що гідросфера утворилася одночасно з літосферою і атмосферою в результаті охолодження і дегазації речовини мантії. Хімічно зв'язана вода була вже в речовині холодної газово-пилової протопланетного хмари. Під впливом глибинного тепла Землі вона виділялася і переміщувалася до поверхні Землі. Первинний океан, можливо, покривав майже всю Землю, але був не глибоким. Океанічна вода, ймовірно, була теплою, високо мінералізованою. Океан заглиблювався, а площа його скорочувалася. З поверхні Океану випаровувалася волога, випадали рясні дощі.

Як же змінювався об'єм гідросфери впродовж її історії? У розплавленому базальті (у астеносфері) при температурі 1000°C і тиску 5-10 тис. атм. розчинено до 7-8% H_2O : саме стільки води, як встановлено вулканологами, дегазується при виливі лави.

Велика частина цієї води поповнювала собою гідросферу, але частина її поглиналася знову породами океанічної кори. Розрахунки геофізиків показують, що води в океанських западинах було мало - вона навіть не прикривала серединно-океанічні хребти; у океанічну кору вода надходила не з океанів, а - безпосередньо з мантії.

На початку протерозою рівень океанів досяг вершин серединно-океанічних хребтів, але впродовж всього раннього протерозою практично весь об'єм води, що надходив в океани, поглинався породами океанічної кори. На початку середнього протерозою склад океанічної кори набув сучасного вигляду. З того часу об'єм океанів знову почав зростати, і цей процес поступово продовжуватиметься до тих пір, доки на Землі не припиняться вулканічні процеси.

Якщо запитати людину: "чому море солоне?", вона напевно відповість:

"Тому ж, чому солоні безстічні озера (на зразок озера Ельтон, що забезпечує нас харчовою кухонною сіллю): річки, що впадають в моря, несуть деяку кількість солей, потім вода випаровується, а сіль залишається". Відповідь ця невірна: солоність океану має абсолютно іншу природу, чим солоність континентальних кінцевих водоймищ стоку.

Річ у тому, що вода первинного океану мала різні домішки. Одним джерелом цих домішок були водорозчинні атмосферні гази, іншим - гірські породи, з яких в результаті ерозії (як на суші, так і на морському дні) вимиваються різні речовини. "Кислі дими", розчиняючись у воді, утворювали галогенові кислоти, які тут же реагували з силікатами - основним компонентом гірських порід, і витягували з них еквівалентну кількість металів (перш за все - лужних і лужноземельних - *Na, Mg, Ca, Sr, K, Li*).

При цьому, по-перше, вода з кислотою ставала практично нейтральною, а по-друге, солі елементів, витягнуті з силікатів, переходили в розчин; таким чином, вода океану із самого початку була солоною. Концентрація катіонів в морській воді співпадає з поширеністю цих металів у породах земної кори, а ось вміст основних аніонів (*Cl⁻, Br⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻*) у морській воді набагато вищий від тієї кількості, яка може бути витягнута з гірських порід. Тому геохіміки вважають, що всі аніони морської води виникли з продуктів дегазації мантиї, а всі катіони - із зруйнованих гірських порід.

Головний чинник, що визначає кислотність морської води - вміст в ній вуглекислоти (*CO₂* - водорозчинний газ і в океанах його зараз розчинено 140 трл. т - проти 2,6 трл.т, що містяться в атмосфері).

Прісна вода на суші - результат проходження океанської води через атмосферу. Виділення води з магми триває й зараз. При виверженні вулканів виділяється в середньому за рік 1,3108т води. Термальні джерела виносять 108 т. Якщо припустити, що надходження води з мантиї в літосферу та на її поверхню було рівномірним і складало в рік на 1 см² поверхні планети всього 0,00011г, то і цього вистачить, аби за час існування Землі утворилася гідросфера.

Передбачають також появу води з космосу в результаті падіння на Землю крижаних ядер комет, але її кількість в цьому випадку невелика.

Гідросфера також втрачає воду при випаровуванні її в Космос, де під дією ультрафіолетових променів *H₂O* розпадається на *H₂* і *O₂*.

Що стосується атмосфери, то її склад став змінюватися в протерозої, коли фотосинтезуючі організми почали виробляти (як побічний продукт своєї життєдіяльності) вільний кисень; зараз твердо встановлено факт, що весь вільний кисень планети має **біогенне походження**.

Кисень, на відміну від вугільної кислоти, погано розчиняється в воді (співвідношення між атмосферним та розчиненим в воді *CO₂* становить, як

ми бачили 1:60, а для O_2 воно складає 130:1), і тому майже весь приріст кисню йде в атмосферу. Там він окислює CO і CH_4 до CO_2 , H_2S - до S і SO_2 , а NH_3 - до N_2 ; самородна сірка, природно, випадає на поверхню, вуглекислота і сірчистий ангідрид розчиняються в океані, і у результаті в атмосфері залишаються лише хімічно інертний азот (78%) і кисень (21%).

Атмосфера з відновної стає сучасною, **окислювальною**.

Окрім кисню і азоту, в атмосфері міститься невелика кількість так званих *парникових газів* - вуглекислий газ, водяна пара та метан. Складаючи мізерну частку атмосфери (менше відсотка), вони проте впливають на глобальний клімат. Вся справа в особливих властивостях цих газів: будучи порівняно прозорими для короткохвильового випромінювання, що поступає від Сонця, вони в той же час непрозорі для довгохвильового - випромінюваного Землею в космос. З цієї причини варіації у кількості атмосферного CO_2 можуть спричинити істотні зміни теплового балансу планети. Із зростанням концентрації цього газу атмосфера за своїми властивостями все більш наближається до скляного даху парника, який забезпечує нагрів оранжерейного повітря шляхом "уловлювання" променистої енергії, - "*парниковий ефект*".

Поверхня Землі є одним з внутрішніх її кордонів як планети. Вона розділяє тіло Землі з розташованими на ній досить тонким шаром води океанів, морів, озер, льодовиків і ще тоншим шаром води річок від зовнішньої газової оболонки, званою атмосферою.

Відповідно до цієї моделі ядро Землі та її сферичні оболонки, звані геосферами, виникли незалежно один від одного за дискретною схемою конденсації гарячої газової туманності. Вони існували як початкові, задані при народженні форми, вік яких неоднаковий: найбільш давнім є ядро, а наймолодшою - атмосфера.

Атмосфера.

За результатами досліджень Міжнародного геофізичного року (1957-1958рр.) верхню межу атмосфери прийнято проводити по висоті 700 - 800 км. Ця межа умовна і в даному випадку пов'язана з початком так званої екзосфери - області розсіювання (*дисипації*), яка від інших прошарків атмосфери, що лежать нижче, відрізняється відносною безструктурністю.

Маса атмосфери оцінюється в $5,26 \cdot 10^{18}$ кг і поділяється за висотою відповідно до експоненціального закону. Перехід до безповітряного простору космосу поступовий і тому з врахуванням екзосфери верхню межу атмосфери проводять вже по висоті 2000 - 3000 км.

Атмосфера неоднорідна. За речовинним складом, температурою та характером повітряних течій в ній виділяється декілька прошарків, межа між якими носить назву пауз: *тропопауза*, *стратопауза*, *мезопауза*, *термопауза*.

За своєю суттю вони градієнтні, тобто фіксуються за різкою зміною температур і вітрових швидкостей, а також за складом і станом газу (рис. 3.8).

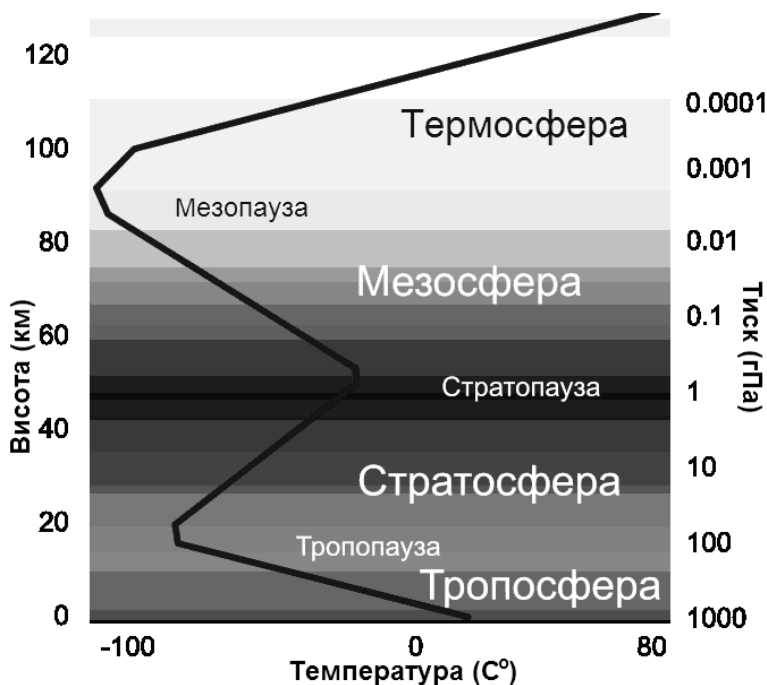


Рис. 3.8 - Схематичний розріз атмосфери.

Паузи виконують заборонні і вирішальні функції. Вони мають свою власну внутрішню структуру, яка гарантує автономію та саме існування тропосфери, стратосфери, мезосфери і термосфери. Іншими словами, завдяки паузам, атмосфера гетерогенна. Проте періодично в паузах можливе виникнення розривів, через які між структурними прошарками атмосфери відбувається обмін речовиною і енергією, тобто реалізуються вирішальні функції меж.

Тропосфера. Близько 90 % маси атмосфери зосереджено в тропосфері. Разом з газами тропосфера містить пил різного походження, у тому числі і техногенний, іони та солі, а в останні десятиліття в ній спостерігається і велика кількість промислових газів, особливо над індустріальними районами, а також бактерії і радіоактивні речовини. Тут же міститься і основна кількість атмосферної вологи. Висота її верхньої межі змінюється в залежності від географічної широти: в екваторіальних широтах вона сягає 17-18 км, а в полярних знижується до 8-10 км. Характерним для тропосфери є нерівномірність розподілу температури повітря, яка з висотою *знижується* в середньому на 6°С на кожен кілометр і біля верхньої межі становить -85°С.

Головними рисами циркуляції в тропосфері є переважання західних вітрів, а також вертикальне перенесення і турбулентний характер руху.

Стратосфера. У стратосфері на висоті від 8-18 до 50-55 км. температура повітря з висотою підвищується до $-10 - +10^{\circ}\text{C}$. До появи супутникової метеорології про стратосферу знали дуже мало і вважалося, що вертикальний рух повітря і звичайні види хмар в ній відсутні. В наш час в стратосфері встановлена активна вертикальна циркуляція, яка зумовлює перемішування повітря на висоті приблизно 30 км., що забезпечує приблизно постійний склад суміші газів. Вище починається розшарування. Слід зазначити, що окремі вертикальні струмені зафіксовані ракетним зондуванням на висоті 140 км., що є однією з підстав для ствердження про періодичну появу розривів в страто- і мезопаузах. Переважний напрям вітрів в стратосфері - *східний*, на відміну від *західного* в тропосфері.

Важливою особливістю стратосфери є наявність в ній так званого *озонового шару*, а також локалізованої зони підвищеної вологості на висоті близько 30 км., з якою пов'язано існування сріблястих хмар.

На початку 80-х років минулого століття в Антарктиді на англійській станції Хеллі-бей було виявлено різке зниження вмісту озону в приполюсній області. Пізніше цей феномен отримав назву "озонової діри", поява якої викликала сильне занепокоєння не лише фахівців, але і широкої громадськості. Річ у тому, що шар озону, хоча і незначний за своєю концентрацією, виконує для Землі виключно важливі функції. Він поглинає небезпечно для життя ультрафіолетове випромінювання Сонця і бере участь певним чином у формуванні теплового режиму атмосфери, а отже, і всієї планети. Причини цього явища доки повністю не з'ясовані. Обговорюються в основному дві гіпотези:

- за першою гіпотезою поява озонної діри пов'язується із зміною інтенсивності принесення озону в південну полярну область;
- за другою - головна роль відводиться хімічним процесам, що виникають у зв'язку із забрудненням атмосфери і, зокрема, з появою в ній великої кількості фреону.

Не виключено і простіше пояснення: "озонова діра" є таким же періодичним розривом граничних прошарків, які виявляються в тропопаузі і у вигляді потужних вертикальних струмків фіксуються в страто- і мезопаузах та виявляються на межі океан - атмосфера у вигляді тропічних ураганів і т. п.

Мезосфера сягає висоти близько 80 км. Її газовий склад, в якому переважають азот і кисень, постійний, температура від нижньої межі до верхньої істотно знижується, досягаючи -90°C , на верхній межі характерне утворення так званих сріблястих хмар, що є скупченнями найдрібніших крижаних кристалів.

Термосфера, верхня межа її проходить приблизно на висоті 800км, характеризується черговим підвищенням температури до 1000 - 2000°C, що зумовило назву цієї оболонки. Найбільш розріджений прошарок, для якого характерною рисою є відносно підвищена іонізація її газів, а також істотне підвищення температури. Загальна підвищена іонізація термосфери сприяє виникненню тут **полярних сяїв**. Порівняно з областями, що лежать нижче, в термосферній циркуляції значну роль відіграють вітри меридіонального напрямку.

Екзосфера розташована вище за 800 км і мало вивчена, тут переважають іони легких газів та елементарні частинки, що рухаються з великою швидкістю, але майже не зустрічаються одна з одною.

Середній вміст водяної пари в атмосфері становить 2,6 % (за об'ємом), для середніх широт він різний 1,3 % влітку і 0,4 % взимку. Крім того, нормальна (чиста) атмосфера містить деякі леткі домішки: пил, сірчистий ангідрид, окисел вуглецю, окисел азоту, а також ряд інших сполук.

Гідросфера.

Вона об'єднує всі відомі нам форми природних вод:

- розчинені в магматичних розплавах;
- що містяться в хімічній сполуці з мінералами;
- сорбовані поверхнею мінеральних зерен;
- капілярні;
- осмотичні;
- вакуольні;
- біологічно зв'язані;
- рідкі;
- тверді;
- пароподібні.

Ці форми постійно переходять одна в іншу і взаємодіють з середовищами, в яких вони поширені. Наприклад, рідка вода перетворюється на пару і лід, пара конденсується, лід тане.

При виникненні багатьох мінералів вода входить в їх кристалічну решітку (скажімо, гіпс - $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ і ін.), при підвищенні температури ці мінерали воду втрачають. Молекули води утримуються і поверхнею мінеральних зерен, хоча цей зв'язок зберігається лише при невисоких температурах (до (100 - 300) С°).

Вода знижує температуру плавлення порід і складає частину магми.

Вода бере участь у всіх природних процесах, що відбуваються на Землі. Саме ці процеси об'єднують всі відомі форми природних вод, формують їх єдність і визначають ту *цілісність гідросфери, яка робить її геологічною*

системою.

За формами існування води та особливостями середовища гідросфера може бути поділена на групи різних порядків.

До груп першого порядку належить: *вода в атмосфері, води на поверхні Землі і підземні води.* Кожна з цих груп поділяється на підгрупи вищих порядків. Наприклад:

- у атмосфері можна виділити води різних ярусів хмарності;
- на поверхні Землі - води океанів, морів і суші;
- у надрах Землі - води літосфери і мантії;
- в межах літосфери - води кристалічного фундаменту і осадового чохла, в яких у свою чергу виділяють води артезіанських басейнів і гідрогеологічних масивів і т.д.

У природі існують різні форми кругообігу води.

У атмосфері - водообмін: океан - атмосфера, суша - атмосфера, океан – суша.

- На поверхні Землі - через річковий стік.
- У її надрах - через підземний стік, вулканічні і метаморфічні процеси, осадконакопичення у водних басейнах та інше.

Всі форми кругообігу води є майже циклічними процесами. Їх повторюваність і балансова стійкість формують внутрішню структуру гідросфери, створюючи певну автономію різних її частин відповідно до типу та масштабу самого кругообігу.

В той же час взаємодія різних форм кругообігу створює на окремих ділянках внутрішньої межі гідросфери зони збудження, в яких водообмін різко зростає.

Наприклад, на поверхні океану такими зонами є:

- штормові поля, тропічні урагани;
- у атмосфері - струмені вертикальної циркуляції;
- на суші - гирла річок в паводок;
- у земній корі - області активної денудації і ерозійного розкриття водоносних горизонтів, області аномальної тектонічної напруги і магматичної активності.

Гідросфера має дві фундаментальні властивості (притаманні лише гідросфері в цілому):

- *Консервативність стосунків вода \rightleftharpoons середовище, що забезпечує її неоднорідність.*

- *Здатність забезпечити найбільш високий ККД теплової машини Землі, тобто найбільш вигідну форму теплопередачі з надр Землі до її периферії.*

Відкриття цих властивостей корінним чином змінює уявлення про

гідросферу як переривисту водну оболонку Землі, розташовану між атмосферою і літосферою, як просту сукупність океанів, морів континентальних водоймищ і крижаних покривів, яким все ще користується географія.

Все це дозволяє розглядати гідросферу як геологічну систему, в якій всі відомі нам форми природних вод (фізичні, хімічні, біологічні) формують ізольовані підсистеми, що існують завдяки колективній структуризації вода-середовище і завдяки здатності забезпечити найбільш ефективно перенесення тепла з глибин Землі до її зовнішніх меж.

Походження гідросфери багато в чому ще дискусійне. До недавнього часу більшість фахівців поділяли погляди акад. В.П.Виноградова, відповідно до яких гідросфера виникла як продукт диференціації мантії в результаті її дегазації. Якщо ж виходити з сучасних уявлень про гарячий початок Землі, гідросфера виникла в самому наприкінці цього процесу і в її розвитку можна виділити дві фази:

- *обводнення верхньої мантії (у 20 %-му за масою зовнішньому шарі)*
- *її обезводнення що, співпадає за часом з геологічним етапом розвитку Землі.*

На першій фазі в 20%-му прошарку виникла пористість і тріщинуватість (до конденсації води), потім з'явилася вода фізично зв'язана, далі в результаті ряду подальших процесів виникли води хімічно зв'язані і на останній стадії - вільні.

Сучасна гідросфера - це результат тривалої еволюції Землі і глибокої диференціації її речовини. Води річок і озер, підземні води, займаючи порівняно малу долю в загальній масі гідросфери, відіграють найважливішу роль, будучи джерелом водопостачання, зрошування і обводнення. Управління кругообігом цих вод, використання їх для потреб людства - важлива наукова проблема, що має велике економічне і соціальне значення.

З наведеної таблиці 3.5 видно, що основна маса крапельнорідких вод Землі зосереджена в Світовому океані. Його хімічний склад досить стійкий і при багатьох екологічних побудовах часто розглядається як деякий гідрохімічний еталон.

Проте треба відзначити, що ємкісні можливості Світового океану дійсно великі, але вони все ж не безмежні, і при такому інтенсивному техногенному навантаженні на планету, що існує в наш час, людство свій водний еталон може втратити досить швидко.

Таблиця 3.5- Запаси вільної води в гідросфері

Вигляд води	Об'єм млн. км ³	Частка від світових запасів, %
1	2	3
Світовий океан	1340.74	96,49
Підземні води (без Антарктиди)		
гравітаційні і капілярні	23,40	1,68
Переважно прісні		
підземні води	10,53	0,76
грунтова волога	0.02	0,001
льодовики і постійний сніговий покрив	24,87	1,79
підземні води багаторічномерзлих порід	0.30	0,022
вода в озерах	0.18	0.013
води боліт	0,01	0,0007
води в руслах річок	0,002	0,0001
Біологічна вода		
у живих організмах і рослинах	0,001	0.0001
вода в атмосфері	0,01	0,0007
Загальні запаси	1389,53	100
Прісні води	35.83	2.58

Біосфера.

Подібно до гідросфери, біосфера - це оболонка Землі, в якій зосереджена білкова форма життя. Звичайно, білки не вичерпують поняття живої речовини, основними компонентами якої є кисень, водень, вуглець і азот. До найбільш поширених сполук, окрім білків, відносяться ще вуглеводні і жири. Але лише білки є тим винятковим матеріалом, який служить основою життя на Землі, Поява життя на нашій планеті до цих пір залишається загадкою, яку можна розглядати з двох позицій.

- або земна форма життя занесена до нас з космосу,
- або вона виникла на самій Землі в результаті анабіогенезу (з речовин неорганічної природи).

Нижня межа біосфери проходить на глибинах, де тиск не повинен перевищувати 600 Па (1 - 2 км.), а температура має бути не вище 100 °С. У атмосфері білкові форми життя зафіксовані на висотах до 1000 км.

Загальну масу біосфери прийнято вважати рівною приблизно 10^{14} кг.

Число встановлених біологічних видів досягає 2 млн. одиниць. Основне життя зосереджене в океані, на поверхні Землі і в ґрунтовому прошарку. Об'єм біосфери оцінюється в 10 млн. км³. Маса рослин перевищує масу тварин майже в 5 разів.

Біосфера має для Землі величезне енергетичне значення і є унікальним механізмом, за допомогою якого промениста енергія перетворюється на інші форми. Напевно, тому вона впливає на розвиток інших оболонок Землі. Зокрема встановлено, що велика частина вуглекислого газу атмосфери має біогенне походження. Жива речовина значною мірою визначає процеси вивітрювання земної кори, окисні та відновні реакції. Саме біосфера визначає структури, які ми називаємо *екологічними системами*.

Прошарок життя і техносфера.

Людина живе на суші, точніше вона мешкає на її поверхні, йдеться про нормальні, генетично нормативні умови її існування, умови погоджені з її біологічним статусом. Це - біологічна ніша людини.

Площа суші становить 149 млн. км² або 29 % від всієї поверхні земної кулі. Населення Землі складає майже 6 мільярдів чоловік, тобто в середньому на одному квадратному кілометрі суші живе близько 40 чоловік. Насправді середня густина населення значно більша, оскільки з 149 млн. км² слід виключити площу Антарктиди, острови морів Північного Льодовитого океану, багатьох територій з тундровим ландшафтом і тайгою, пустелі, солончакові степи і високогірні області.

Тобто середня густина складає близько 100 чоловік на 1км². А це означає, що на одного жителя Землі в середньому припадає десь біля 1гектара нормальної, придатної для проживання, площі суші. Це зовсім небагато. Якщо ж врахувати, що реальний розподіл густоти народонаселення істотно відрізняється від середнього, для деяких крупних регіонів вже можна говорити про перенаселення.

Таким чином, сьогодні межу океан => суша => атмосфера вже не можна розглядати без людини. *Людина - частина цієї межі. Вона належить їй, формує її, живе в ній.*

Порівняно з дійсними розмірами Землі середня товщина прошарків води в Світовому океані (приблизно 3,7 км.) або середня товщина тропосфери (близько 10 км.), що містить майже 90 % всієї повітряної маси атмосфери, здаються найтоншими плівками. Але ж нормована, біологічна ніша людини набагато тонша - приблизно 2 км. Порівнюючи цю цифру з середнім радіусом Землі (6371 км.), ми починаємо відчувати космічний масштаб наших реалій - *прошарок нашого життя мізерно тонкий, він майже невидимий.*

Він становить всього лише 0.03 % від радіусу Землі.

Проте цей шар є відкритою, а не ізольованою системою: *він взаємодіє як із Землею, так і з небом*, саме це наділяє його ще однією властивістю: дозволяє взаємодіяти, немовби спілкуватися через себе, тим геосферам, які він розділяє.

Загальною екологічною канвою індустріального розвитку людства є:

1) людина забруднює атмосферу, підвищуючи її агресивність не лише до всього живого, але й по відношенню до гірських порід і води, впливаючи тим самим на хід такого глобального процесу, як вивітрювання;

2) людина будує міста, видобуває корисні копалини, створює крупні водосховища, складає відходи гірничодобувних, переробних, збагачувальних та іншого роду підприємств. При цьому вона формує гігантські звалища побутових відходів поблизу великих промислових центрів, відвали теплових електростанцій і т.п.

Людина руйнує природну поверхню Землі, урбанізує цілі ландшафти не лише на окремих ділянках, але і в крупних регіонах, а через них, так або інакше, і на планеті в цілому. Наслідки тут виникають найрізноманітніші. Це не просто зміна рельєфу, а через нього - характер розподілу поверхневого і підземного водного стоку, але і зміна випромінюючої та поглинаючої здатності Землі по відношенню до теплового потоку Сонця. Це і формування нових геохімічних ландшафтів, найчастіше небезпечних для всього живого, та забруднення поверхневих і підземних вод, ґрунтів, рослин. У відвалах підприємств на території лише СНГ накопичено більше 52 млрд. т шлаків, коксівних, вуглевмісних та інших твердих відходів.

Людина не живе в океані, але широко використовує його. Якщо знову орієнтуватися не на аварії і екстремуми такі, як катастрофи з танкерами або запуски ракет з підводних човнів, а на звичайну людську діяльність, то можна сказати, що людина поступово забруднює океан. І, можливо, наймасштабніша біда, яка нас при цьому чекає, полягає в руйнуванні холодної плівки океану. Встановлено, що забруднення згубне для неї. А це означає, що змінюється водний баланс Землі, зміниться клімат, океан почне зникати в атмосфері і далі, розсіюватиметься в космосі, оскільки внутрішньоатмосферну межу людина ламає.

Людина живе в прошарку між небом і землею. Її життя пов'язане з формуванням нової для Землі оболонки - **техносфери**. *Техносфера і прошарок життя збігаються в просторі.*

Створюючи міста, дороги, ріллю та ін., людина немовби повзає вздовж прошарку і тому особливо не змінює його принципово. Але коли вона почала добувати нафту, природний газ, вугілля, ядерне паливо, тобто стала переміщатися упоперек прошарку, піднявши з надр те, що належало іншій

системі, іншому прошарку – надрам, вона знову взяла не своє і продовжує брати все більше і більше. Те, що вона бере, спалює, змінюючи тепловий і газовий баланс свого прошарку, тим самим змінює *межу прошарку життя*, порушує його баланс, виводячи його із стійкого стану, змінює його характеристики.

Саме порушення кордонів живого прошарку створюють для людства принципові проблеми. Чи зможе воно їх вирішити? Для цього людина повинна зрозуміти їх фундаментально і правильно поставити завдання. Як треба ставитися до природи? Як ми повинні жити на Землі? Нам ніхто нічого пояснювати не буде і не повинен.

3.2 Внутрішня будова Землі

3.2.1 Внутрішні геосфери

Найглибша свердловина на Землі, пробурена на Кольському півострові недалеко від Мурманська, досягла всього лише 12800 м. Буріння під товщею океанських вод, здійснюване із спеціальних плавучих бурових установок на кораблях спочатку “Гломар Челленджер”, а потім “Джоїдес Резолюшн”, дало результат всього лише в 1,5 км.

Знання внутрішньої будови Землі означає, що відомі розподіли щільності речовини та її стану, тиску, температури, напруженості магнітного поля від поверхні до центру Землі, а крім того, латеральні варіації цих параметрів.

Знаходячись на поверхні Землі (12 км. свердловини це все ще поверхневий шар), ми можемо визначити багато параметрів, які характеризують Землю: склад речовини (гірських порід, вод, океану, атмосфери) і її вік, температуру, силу тяжіння до Землі (прискорення сили тяжіння), величину магнітного поля, і спостерігати безліч явищ: виверження вулканів, землетруси, особливо катастрофічні, і вимірювати час пробігу сейсмічних хвиль, бачити свічення полярних сьайв і багато що інше.

Нас цікавить, якою мірою відомості, отримані на поверхні Землі, можуть пролити світло на будову внутрішніх, недоступних частин Землі, аж до її центру?

Завдання подібного роду називають зворотними і, очевидно, що вони не мають єдиного рішення. Це нагадує ситуацію з купівлею кавуна - як, не ріжучи кавуна, визначити міру його стиглості з огляду його зовні? Це і є зворотне завдання, приклади яких будуть наведені нижче.

Геологам добре відома внутрішня будова Землі, оскільки їм на допомогу прийшов метод, який, як в медицині рентген, дозволяє заглянути в

недоступні місця планети.

Це - *сейсмічні хвилі* (“сейсма” – *струс в перекладі з грецької*), що виникають в надрах Землі від землетрусів, ядерних і великих штучних вибухів, які пронизують всю Землю, заломлюючись та відбиваючись на межі зміни стану речовини. За образним виразом відомого геофізика кожен сильний землетрус заставляє Землю довго гудіти, як дзвін.

Сейсмологічний метод є одним з багатьох геофізичних методів, але для мети пізнання глибин Землі він один з найважливіших.

Хвиля - це поширення деякої деформації в пружному середовищі, тобто зміна об'єму або форми речовини. При деформації в речовині виникає напруження, яке прагне повернути її до первинної форми або об'єму.

Відомо, що величина напруження (ϵ) на величину деформації (τ) називається **модулем пружності** (μ).

$$\mu = \tau \epsilon . \quad (3.1)$$

Виділяють два типи сейсмічних хвиль: *об'ємні і поверхневі*, назви яких говорять про область їх поширення (рис.3.1).

Об'ємні хвилі бувають *поздовжніми і поперечними*. Вони були відкриті в 1828 р. Пуассоном, а ідентифіковані англійським сейсмологом Олдгеймом в 1901 р.

Поздовжні хвилі - це хвилі стиснення, хвилі, що поширюються у напрямі руху. Вони позначаються латинською буквою **P-хвиля** („prima” - перша (*лат.*)), оскільки у них швидкість поширення вища від інших хвиль і вони першими приходять на сейсмоприймачі.

Швидкість поздовжніх хвиль:

$$V_p = (\kappa \mu / \rho)^{1/2} , \quad (3.2)$$

де **K**- об'ємний модуль пружності або модуль всебічного стиснення;

μ - модуль зсуву, що визначається величиною напруги, необхідної для зміни форми тіла.

Таким чином, **P-хвиля** змінює форму тіла.

Поперечна хвиля, що позначається буквою **S-хвиля** (secondary - вторинний, *англ.*), це хвиля зсуву, при якій деформації в речовині відбуваються перпендикулярно до напрямку руху хвилі.

Швидкість поперечних хвиль:

$$V_s = (\mu / \rho)^{1/2} . \quad (3)$$

S - хвиля змінює лише форму тіла і вона, як менш швидкісна, приходить на сейсмоприймач пізніше *P*-хвилі, тому і називається "вторинною".

Таким чином V_p завжди більша V_s

Поверхневі хвилі поширюються в поверхневому прошарку земної кори. При зустрічі з будь-яким прошарком, що відрізняється за багатьма ознаками від вище розміщеного прошарку, хвиля відбивається і досягає сейсмографа на станції.

Теж ж саме відбувається і при морських сейсмічних дослідженнях. У інших випадках хвиля може заломлюватися на межі прошарку, збільшуючи або зменшуючи свою швидкість залежно від його щільності.

Коли відбувається сильний землетрус, сейсмічні хвилі поширюються на всі боки, пронизуючи земну кулю у всіх напрямках. Розставлені по всьому світу сейсмічні станції приймають сигнали від хвиль різного типу.

Проходячи через прошарки порід різного складу і щільності, вони змінюють свою швидкість, реєструючи ці зміни усередині земної кулі, можна виділити головні межі або поверхні розділу (рис.3.2).

Поперечні хвилі не проходять через рідке зовнішнє ядро, а в подовжніх є "зона тіні" в 35° , оскільки в рідкому ядрі хвилі заломлюються. Сейсмограми фіксують час пробігу всередині Землі сейсмічних хвиль. Сейсмічні методи безперервно удосконалюються і за сучасними даними внутрішня структура Землі виглядає таким чином.

Земна кора обмежена знизу дуже чіткою *поверхнею* стрибка швидкостей *P*- і *S*-хвиль, яка вперше була встановлена югославським геофізиком А. Мохоровичичем в 1909 р. і отримала його ім'я: *поверхня Мохоровичича*, або *Мохо*(або, зовсім коротко, *поверхня М*).

Друга сейсмічна межа поділу знаходиться на глибині 2900 км, яка була виділена в 1913 р. німецьким геофізиком **Б. Гуттенбергом** і також отримала його ім'я.

Ця поверхня відділяє *мантію* Землі від ядра. Примітно, що нижче за цю межу *P*-хвилі різко сповільнюються, втрачаючи 40% своєї швидкості, а *S*-хвилі зникають, не проходять нижче.

Оскільки для поперечної хвилі швидкість визначається як модуль зсуву, який в рідині дорівнює нулю, то й речовина, що складає зовнішню частину ядра, повинна мати властивості рідини.

На глибині 5120 км. знову відбувається стрибкоподібне збільшення швидкості *P*-хвиль за допомогою використання особливого методу показано, що там з'являються і *S*-хвилі, тобто ця частина ядра - тверда.

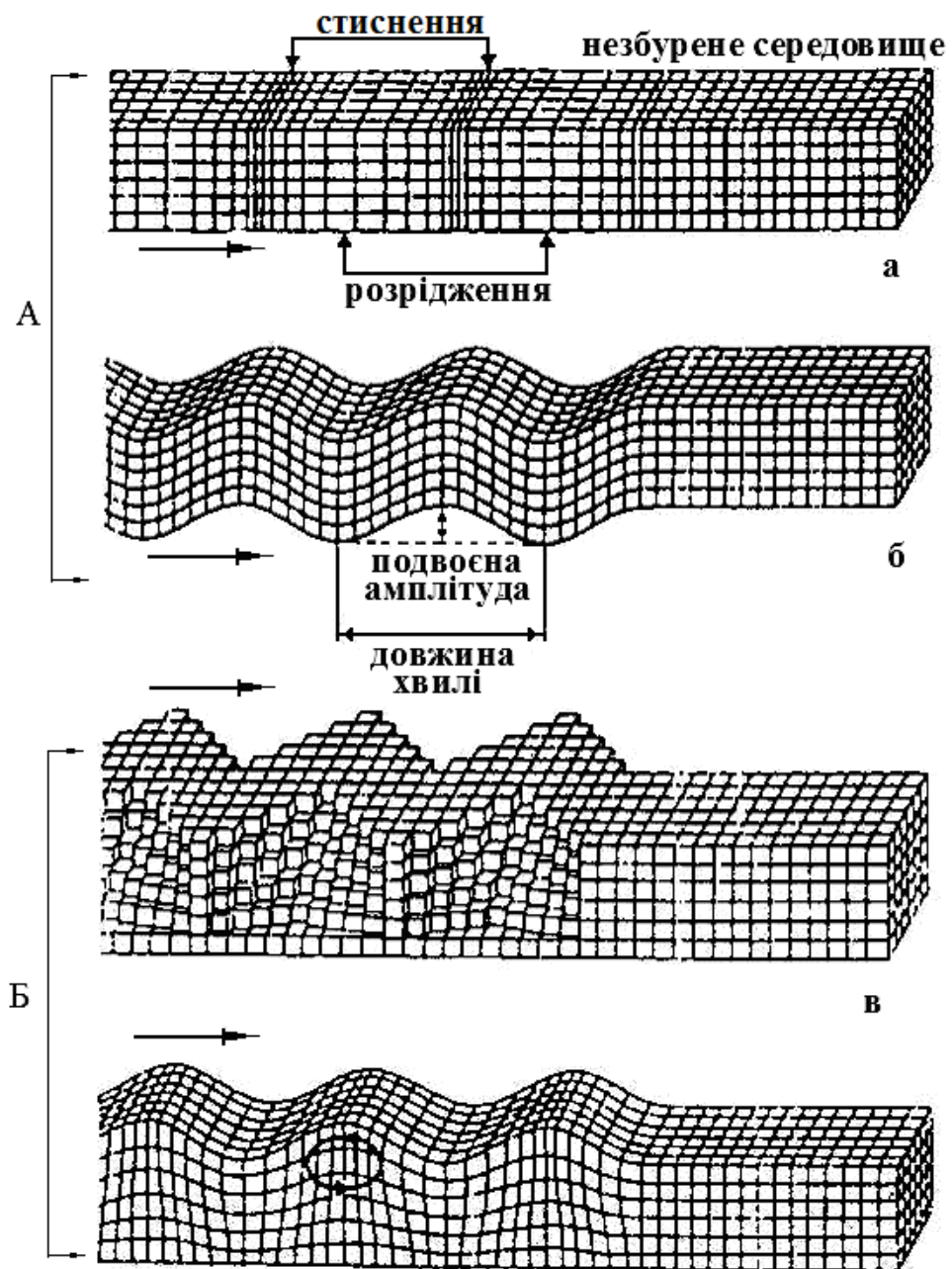


Рис. 3.1- Типи сейсмічних хвиль.

А – об'ємні хвилі: а – подовжні, б – поперечні.

Б – поверхневі хвилі.

Стрілками показаний напрям руху хвилі.

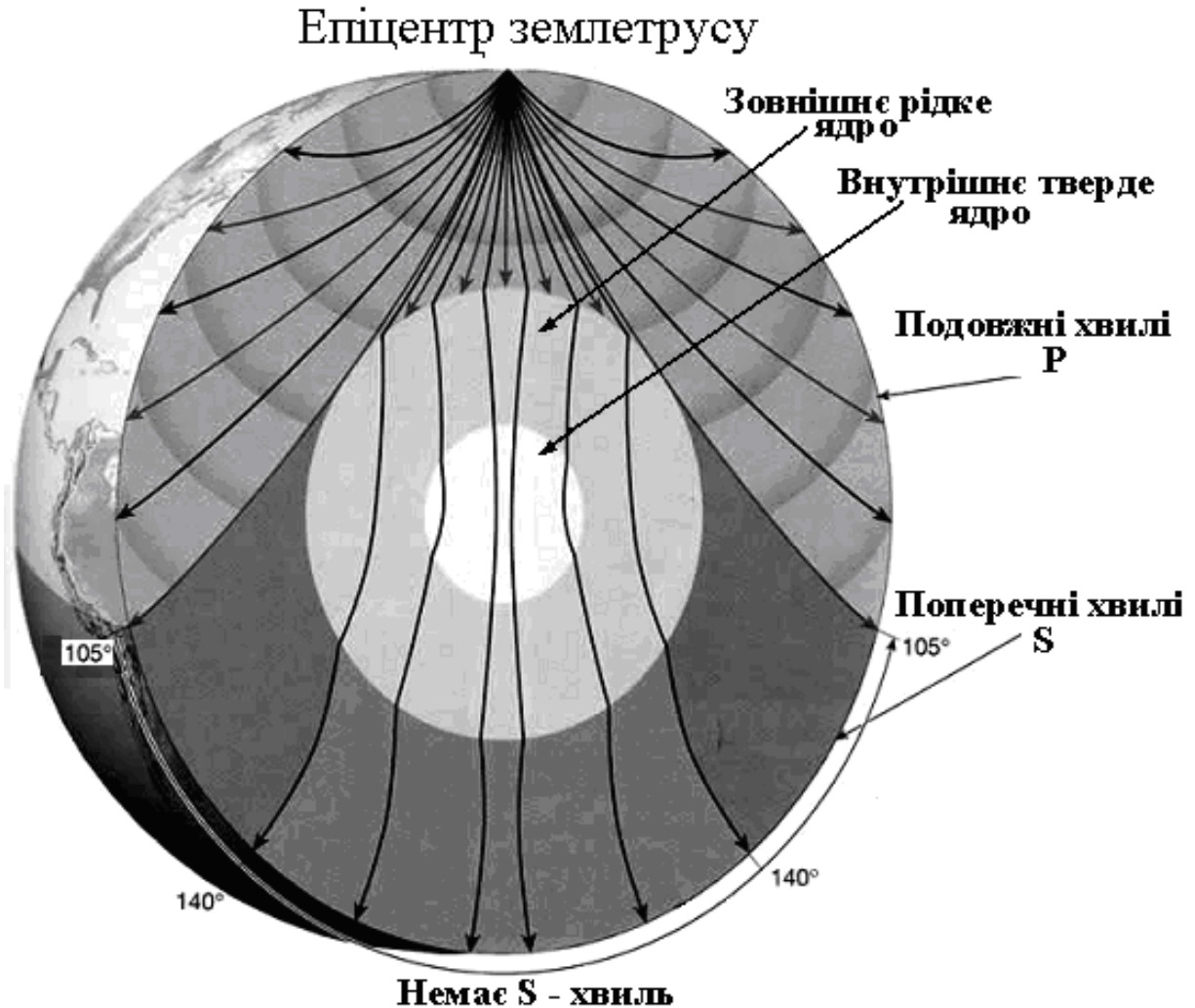


Рис.3.2. - Проходження подовжніх (P) і поперечних (S) хвиль крізь Землю.

Таким чином, усередині Землі встановлюється **три** глобальні сейсмічні межі, що поділяють земну кору і мантію (**межа M**), мантію і зовнішнє ядро (**межа Гуттенберга**), зовнішнє і внутрішнє ядро.

Проте, насправді меж, на яких відбувається стрибкоподібна зміна швидкості хвиль P і S більше і самі межі характеризуються деякою перехідною областю.

Вже давно сейсмолог Д. Буллен, розділивши внутрішню частину Землі на ряд оболонок дав їм буквені позначення (рис.3.4).

В останній час була встановлена ще одна глобальна сейсмічна межа на глибині 670 км. Вона відділяє верхню мантію від нижньої і є дуже важливою для розуміння процесів, що відбуваються у верхніх оболонках Землі.

За різними геофізичними характеристиками, зокрема, за швидкістю проходження сейсмічних хвиль, твердий об'єм нашої планети в даний час досить чітко поділяється на чотири сфери (оболонки): земну кору, мантію, зовнішнє і внутрішнє ядро (рис.3.3).

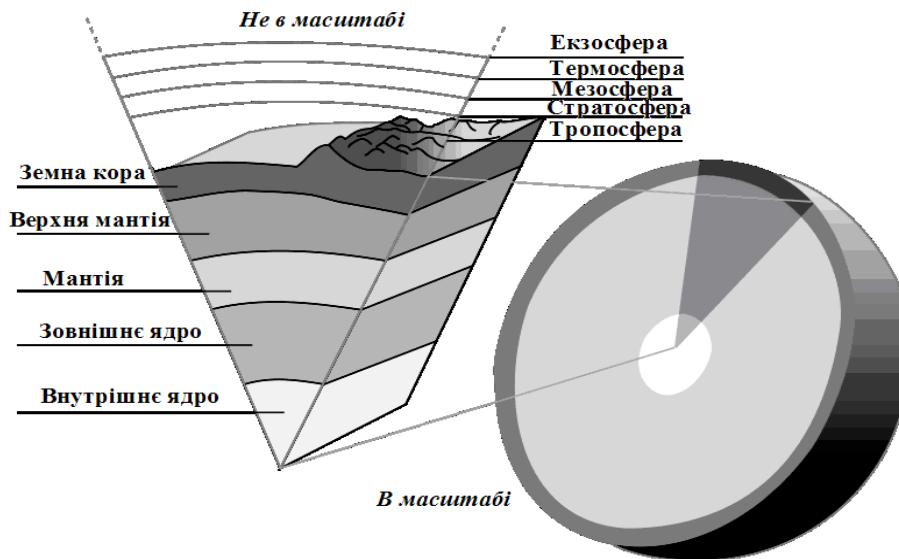


Рис.3.3 - Загальна структура планети Земля

3.2.1.1 Земна кора

У первинному класичному варіанті поняття земної кори ототожнювалося з поняттям літосфери, тобто найвищої кам'яної оболонки Землі (літос - камінь, грец.) Її зовнішня межа проводиться по поверхні суші і дну морів та океанів, а нижня по поверхні **Мохо**. До недавнього часу цей шар називався ще „сіаль” (від слів *silicium* - кремній і *aluminum* - алюміній), що відображало певне уявлення про його склад, на відміну від шарів, що залягають нижче, під назвою „сіма”, у якій переважає вже магній (*magnium*). В цілому ця класифікаційна схема підтверджується і сьогодні, хоча в деталях (багато в чому принципового порядку) вона істотно ускладнилася.

Експлуатуючи термін „сіаль”, ми тим самим свідомо не помічаємо внутрішніх відмінностей в будові цього прошарку, підкреслюючи лише найбільш загальні його риси - класифікаційні ознаки найвищого порядку.

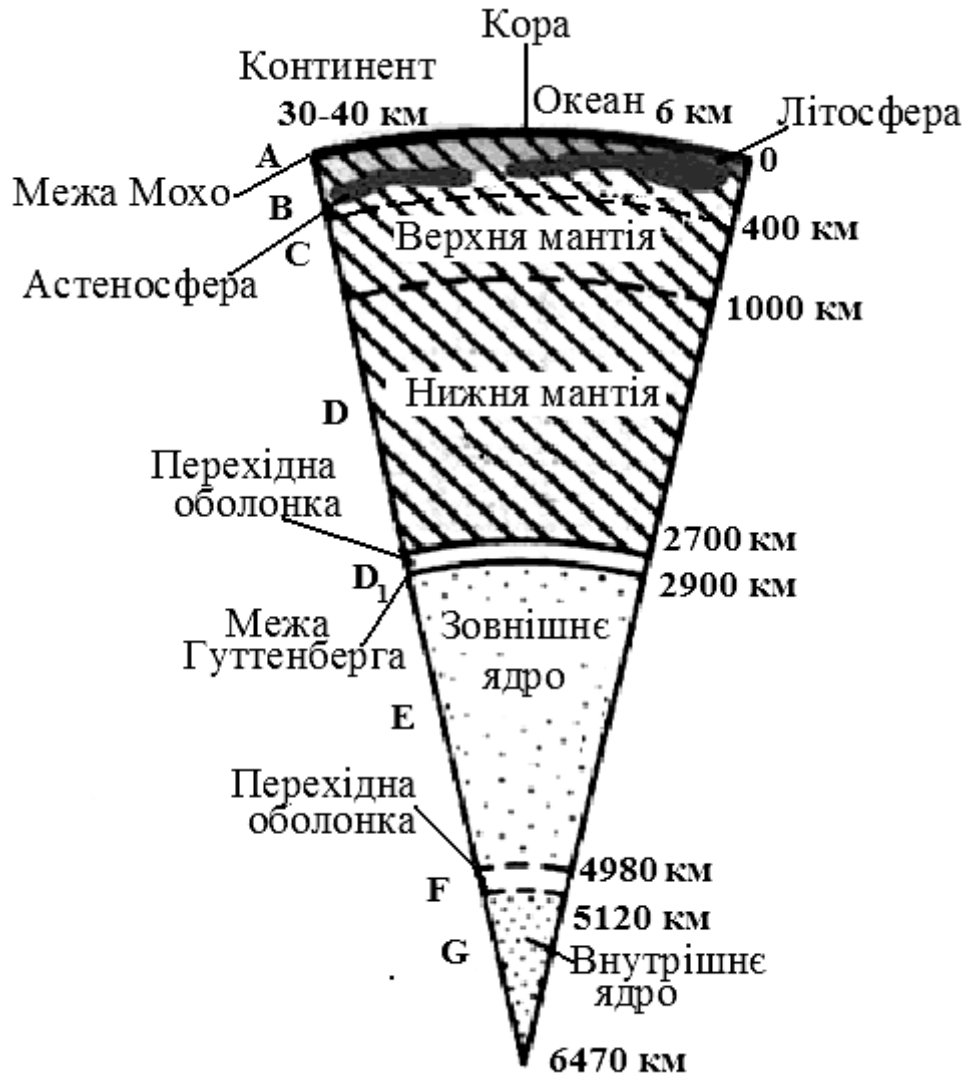


Рис. 3.4 - Внутрішня будова Землі.

Земна кора поділяється на два типи:

- **континентальну** і
- **океанічну**.

Перша складалася з трьох прошарків - *осадового, гранітного і базальтового*.

Вони відрізняються за щільністю, складом та потужністю. Їх сумарна потужність складала близько 30-40 км., досягаючи максимальних значень в горах (50-70 км.), де кора утворює так зване коріння гір.

Океанічна кора *двошарова (без гранітного шару)* і має істотно меншу потужність, що зазвичай не перевищує 10 км. Базальтовий шар трактується як деяка єдина сфера, по якій гранітний шар континентів можуть навіть переміщатися (відома гіпотеза А.Л. Вегенера про дрейф материків, 1915- 1929

pp.).

Материкова кора. Її потужність складає від 20 до 80 км.

Самий верхній, осадовий, шар має переривисте поширення, при середній потужності 3 км, місцями зовсім відсутній, а інколи досягає 20 км.

Другий шар - гранітний, частіше називають *гранітогнейсовим*. Судячи по виходах цього шару на поверхню Землі (Балтійський, Канадський, Анабарський та інші регіони), приблизно на 50 % складається з гранітів, на 40% - з гнейсів і інших середньотемпературних метаморфічних порід. Потужність другого шару коливається від 8 до 25 км, хоча в деяких районах його навіть не виявлено.

Третій - базальтовий шар часто називають *грануліто-базитовим* або *просто нижньою корою*, оскільки він складений в основному метаморфічними і магматичними породами зон високих температур і тисків (їх загальна назва - *грануліти* і *базити*).

Межа між *гранітогнейсовим* і *грануліто-базитовим* прошарками носить назву **розділу Конрада**. Характерно те, що за речовинним складом зразків порід з Кольської свердловини межа Конрада не фіксується. *За даними сейсміки вона є, а за даними петрології її немає.*

Цей факт виявляється принципово важливим. Він свідчить про те, що *наші речові інтерпретації геофізичних даних, засновані на вивченні фізичних властивостей різних гірських порід, що витягують на поверхню Землі, можуть бути недостатньо надійними.*

Петрологія - наука, що вивчає магматичні і метаморфічні гірські породи з точки зору їх речовинного складу, геологічних особливостей і генезису.

Океанічна кора. Верхній, осадовий, шар цієї кори істотно тонший, ніж на материках і зазвичай досягає всього декількох сотень метрів. Аномальними виглядають лише так звані океанічні жолоби, потужність осадів в яких може бути як вище середньої і досягати 6,5 км (південний захід Японських островів) або більше 3 км. (північні береги Колумбії), так і набагато нижче - практична відсутність осадів в жолобі, витягнутому уздовж підводного хребта в центральній частині Індійського океану.

Взагалі ж океанічне дно ми знаємо ще значно гірше ніж континенти, і тому в майбутньому наші уявлення про розподіл осадових порід в океані можуть сильно змінитися.

Граніто-гнейсовий прошарок в корі океанічного типу не виявлено, другим для океану є *базальтовий шар*, який ймовірно складається з різних основних і ультра основних магматичних порід.

У наш час дно Світового океану активно досліджується в широкому геолого-геофізичному аспекті, тому говорити про якусь досить сталу модель

будови океанічної кори ще рано. Сьогодні тут більше питань, чим відповідей. Ясно, мабуть, лише одне: океанічний тип кори мало чим схожий на континентальний. Він складний і своєрідний, його другий і третій шари за петрологічними характеристиками не мають аналогів на континентах. *Материкова кора повністю обривається на континентальному схилі і заміщується абсолютно іншою корою.*

Поділ земної кори на два типи, як і всяка класифікаційна схема, є деякою умовністю. Тому не випадково деякі автори стали виділяти ще і проміжні типи кори: *субокеанічний і субконтинентальний.*

За речовинним складом, структурою, фізичними властивостями, фазовим станом земна кора дуже розчленована розломами на блоки, що зміщені, часто повернені. Тому всяке класифікаційне ускладнення має бути мотивоване певною метою або завданням. Деяке уявлення про будову верхньої частини земної кори може дати рисунок 3.5.

Сучасний фактичний матеріал щодо речовинної і фізичної структури земної кори на континентах і океанах показує їх істотну відмінність, причини якої багато в чому ще не з'ясовані.



Рис. 3.5 - Схематичний розріз західної частини Середземного моря

Тепер звернемо увагу на один відомий, але чомусь практично не висвітлений в навчальній літературі, факт. *Поверхня Мохо* - це лише сейсмічна межа. Її речовинна природа проблематична, тим більше що і сейсмічними методами вона встановлена не скрізь.

Дослідження показують, що межа Мохо, залишаючись найважливішою сейсмічною поверхнею, з позицій тектоніки і гравітаційного поля Землі не є унікальною. Межу верхнього, твердого шару Землі, тобто власне літосфери, слід проводити не по поверхні Мохо, а нижче - у верхній мантії.

При такому підході до розуміння літосфери, нижня межа зміщується істотно нижче за межу Мохо, і поняття літосфери і земної кори перестають бути тотожними. Земна кора стає верхньою частиною літосфери (рис. 3.4).

*Верхня її частина до глибини 250-400 км називається **астеносферою**.*

В геології існує ще одне поняття земної кори, яке інколи використовується в геохімії і мінералогії. Тут під земною корою розуміють *найвищу оболонку Землі, яка доступна безпосередньому спостереженню*. До неї відносять не лише тверду частину Землі до поверхні Мохо, але й вищерозміщені прошарки:

- *гідросферу в географічному розумінні цього терміну (океани, моря, річки і так далі),*
- *прилеглі частини атмосфери.*

Ці уявлення про земну кору і літосферу відрізняються один від одного принципово. Але вони існують в літературі і використовуються як в теоретичних викладах, так і на практиці. Тому слід знати це і розуміти, аби грамотно використовувати ці поняття.

3.2.1.2 Мантия

В верхній частині мантиї знаходиться **астеносфера** (рис. 3.4). Це шар, який не витримує дотичної напруги, і його стан реології (реологія - наука про текучість речовини) відповідає умовам часткового плавлення гірських порід. Астеносфера має в'язко-пластичні властивості. Теоретично в ній можуть виникати конвективні течії. Глибші шари мантиї ми знаємо лише за геофізичними даними. Сьогодні вони дають змогу стверджувати що:

1. Структура мантиї, особливо верхньої, досить складна і помітно змінюється як по напрямку радіусу Землі, так і вздовж самої сфери.

2. Один із способів оцінки речовинного складу мантиї полягає у вимірі швидкостей сейсмічних хвиль в різних гірських породах. Експерименти такого роду дозволили передбачити, що мантия представлена переважно породами ультраосновного складу (дуніти, олівіни, перидотити).

3. За класичною схемою в мантиї виділяють три зони:

- **В** - верхню мантию, астеносферу (33 - 400 км);
- **С** - перехідну зону (400 - 1000 км);
- **Д** - нижню мантию (1000 - 2900 км).

3.2.1.3 Ядро

Буллен на підставі швидкісного розрізу розділив ядро на три зони:

- шар **E** (2900 - 4980 км) - зовнішнє ядро;
- шар **F** (4980 - 5120 км) - перехідна зона;
- шар **G** (5120 - 6370 км) - внутрішнє ядро.

Зона **F** не має чітких меж, оскільки сама є граничною областю між шарами **E** і **G**, проте вона виділяється багатьма фахівцями. Зовнішнє ядро, мабуть, є рідким, а внутрішнє - твердим.

Склад ядра розглядається як залізо - нікелевий сплав з домішками сірки і кремнію. Вважається, що всі три його зони за складом близькі, хоча повного збігу теоретично чекати не можна.

3.3 Сучасні уявлення про походження геосфер

Існування геосфер в даний час розглядається як факт самоочевидний, що не вимагає якихось спеціальних доказів. Проблема полягає лише в тому, аби пояснити, як геосфери виникли.

У геології широко розвинені уявлення про освіту геосфер в результаті диференціації первинної земної речовини. Академік О.П. Виноградов пов'язував утворення геосфер з процесом зонної плавки мантійної речовини. Під впливом енергії гравітаційного стискання Землі і радіоактивного розпаду в першу чергу таких елементів, як уран, торій і калій-40, відбувалося розігрівання планети, що приводить до диференціації її речовини.

Суть зонної плавки полягає в конвективному перемішуванні розплаву:

- *нижні більш нагріті маси, переміщуючись вгору, розплавляють кривлю розплавленої зони*
- *верхні, менш нагріті, переміщуючись вниз, кристалізуються.*

Переміщення розплавленої зони вгору енергетично забезпечується виділенням тепла при кристалізації на нижній межі зони. Ця схема заснована на гіпотезі О.Ю. Шмідта і інших дослідників "холодного" утворення Землі і планет Сонячної системи.

Зонна плавка - один з можливих варіантів механізму диференціації речовини Землі, здатної привести до утворення геосфер. Оскільки саме завдання є ретроспективним, то вже один цей факт передбачає множинність пояснень.

Прикладом іншої схеми диференціації служать розробки Б.Г. Лутца, що зводяться до глибинного магматичного кислотного вилуговування. Визначальним в його схемі є режим газофлюїдної фази в процесі магмоутворення.

Запитання для самоконтролю

1. Дайте загальну характеристику складу та структури атмосфери.
2. Що таке гідросфера. Які її основні властивості?
3. Що таке земна кора?
4. Порівняйте материковий та океанічний типи земної кори.
5. Охарактеризуйте літосферу в розумінні тектоніки плит.
6. Що Ви знаєте про мантію та ядро Землі?
7. Чим відрізняється будова континентальної земної кори і де вона розташована?
8. Яка будова океанічної земної кори?
9. До яких зон приурочена океанічна земна кора і яка її будова?
10. Що таке літосфера і астеносфера Землі? На якій глибині розташована астеносфера під континентами і океанами?
11. Що таке тектоносфера і за якими даними вона виділяється?
12. Яке залягання і склад речовини в шарах **C** і **D** мантії Землі?
13. Який стан і склад речовини зовнішнього і внутрішнього ядра Землі?
14. Яким межах відповідають розділи Мохоровичича і Гуттенберга?

3.4 Геофізичні поля Землі

Навколо земної кулі окрім гідросфери і атмосфери сконцентровані ще фізичні поля.

Геофізичні поля є особливою формою матерії, що забезпечує зв'язок в Землі мікрооб'ємів масивів гірських порід в єдині системи геологічних тіл, здійснює передачу дії одних геологічних тіл на інші, підтримує процеси енергоперенесення, необхідні для існування життя на Землі.

Згідно визначення, що є в "Геологічному словнику", **геофізичним** (або *фізичним*) полем Землі називається безліч значень фізичних величин (параметрів), що кількісно характеризують природне або створене в Землі штучне фізичне поле в межах певної області або території Землі.

Зручний розподіл фізичних полів Землі на два класи - **природного** та **штучного** походження.

До **природних** фізичних полів Землі відносяться: **гравітаційне** (поле сили тяжіння), **геомагнітне**, **температурне**, **електромагнітне**, **сейсмічне** (поле пружних механічних коливань) і **радіаційне** (поле іонізуючих випромінювань).

Через фізичні поля здійснюється взаємодія Землі як планети з Сонцем та всім останнім простором макрокосмосу.

В межах Землі та її найближчих околу **природні фізичні поля** прийнято

називати **геофізичними**, що підкреслює їх безпосередній зв'язок, генетичний і структурний, з нашою планетою. Особливо слід підкреслити прямий зв'язок полів, які ми називаємо геофізичними, саме з літосферою, з іншими глибинними "сферами" земної кулі і лише опосередкований зв'язок з процесами, що відбуваються в ближньому і далекому космосі.

Це означає, що всі дані геофізичні поля обумовлені особливостями будови літосфери і Землі в цілому (наприклад, гравітаційне і геомагнітне поля) або характером геодинамічних, фізичних і хімічних процесів (наприклад, сейсмічне, радіоактивне, температурне, електромагнітне поля).

Штучні некеровані поля (техногенні фізичні поля) обумовлені роботою механізмів і машин, енергетичних установок, транспортних засобів, засобів зв'язку і інших джерел антропогенної діяльності.

Всі названі природні (природні) і штучні (техногенні) геофізичні поля є некерованими, тобто вони існують проти волі дослідників, які використовують їх для вирішення тих або інших завдань по вивченню оболонок Землі, у тому числі і з екологічною метою.

Спеціально для геофізичних досліджень Землі, пошуків і розвідки корисних копалини, вирішення інженерних, технічних і екологічних завдань широко використовуються керовані поля, які утворюються штучно за допомогою різних джерел: збудників пружних хвиль (вибухових або невибухових), батарей і генераторів постійного або змінного струму, джерел гамма-випромінювання і нейтронів та ін.

Життя на Землі виникло і розвивалося в умовах переважного впливу гравітаційного, геомагнітного, радіаційного і температурного полів.

3.4.1 Гравітаційне поле

Гравітаційне поле, якщо і змінювалося впродовж історії існування біосфери, то, певно, плавно, еволюційно. Це дозволяє передбачати, що в кожен чималий геологічний відрізок часу біосфера існувала при відносно стабільному гравітаційному полі.

Геомагнітне поле піддавалося радикальнішим стрибкоподібним змінам. Про це свідчить дрейф геомагнітних полюсів і зміна магнітної полярності (інверсії геомагнітного поля) з тимчасовим інтервалом від 0,5 до 10 млн. років, що підтверджують дані палеомагнітних досліджень.

Загальна гравітаційна, магнітна і температурна обстановка на Землі в процесі еволюції біосфери забезпечила можливість стійкого існування, точніше, пристосування живих організмів аж до переживаних нами історичного і геологічного відрізків часу.

В той же час, неухильно зростаюча техногенна енергетична дія на всі

живі організми на Землі, обумовлена рівнем електромагнітного забруднення середовища, що збільшується, в дуже широкому частотному діапазоні, і особливо в області радіочастот, може мати непередбачуваний вплив на біосферу.

Також слід мати на увазі, що природні геофізичні і техногенні фізичні поля не існують окремо, а накладаються один на одного.

Гравітаційне поле Землі підлягає закону Всесвітнього тяжіння, який був встановлений І.Ньютоном в 1747 році і виражає загальну властивість матерії, яка полягає в тому, що сила взаємного притягання двох матеріальних точок пропорційна добутку мас цих точок та обернено пропорційна квадрату відстані між ними. Коефіцієнт пропорційності називається гравітаційною сталою. Математично ця сила виражається формулою

$$f = G \cdot M \cdot m / r^2 , \quad (3.1)$$

де f - сила тяжіння, G - гравітаційна стала,

$$G \sim 6,673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 \text{ с}^{-2} \text{ кг}^{-1},$$

M , m - маси точок, що притягуються,

r - відстань між точками.

Для випадку гравітаційного поля якого-небудь великого небесного тіла (наприклад, Землі) формулу, що виражає закон Всесвітнього тяжіння, зручно записувати у вигляді

$$F = G \cdot M \cdot m / r^2 , \quad (3.2)$$

де G - стала притягання даного небесного тіла $G = f M$.

Якщо розглядається точка, яка знаходиться на поверхні небесного тіла (наприклад, Землі), то останню формулу записують у вигляді

$$F = m g, \quad (3.3)$$

де g - прискорення вільно падаючої матеріальної точки,

$$g = G \cdot M / r^2 . \quad (3.4)$$

Якщо обчислити величину g , виходячи з середнього значення радіусу Землі $r = 6371$ км, то знайдемо, що $g = 9,8 \text{ м с}^{-2}$.

Це добре відома фізична постійна, на жаль, дуже часто називається невірно: прискорення вільного падіння, прискорення сили тяжіння. Але немає поняття "прискорення руху" (наприклад, падіння), як немає і поняття "прискорення сили" (наприклад, сили тяжіння).

Істотно, що прискорення вільно падаючої (тобто падаючої у вакуумі) матеріальної точки залежить від місця його визначення на поверхні Землі. У кожному конкретному випадку цю величину можна знайти лише експериментально. Якщо ж необхідно її обчислити, то можна користуватися наближеною формулою

$$g = 9,7805 \cdot (1 - h/r)^2 \cdot (1 + 0,0053 \sin \varphi), \quad (3.5)$$

де h - висота знаходження точки над поверхнею Землі,
 r - відстань між центром Землі і точкою,
 φ - широта місця.

Для точки, що знаходиться на поверхні Землі, ($h=0$) з останньої формули отримаємо $g = 9,819 \text{ м с}^{-2}$.

Однією з найдивніших властивостей гравітаційного поля є його **всепроникність**: відгородитися від його дії неможливо; воно діє на будь-який матеріальний об'єкт і проникає через будь-який екран. Іншою властивістю гравітаційного поля є те, що його дія, безперервно зменшуючись, тягнеться практично на необмежені відстані.

Наявність в Землі гравітаційного поля є одним з необхідних умов існування життя на ній:

- воно утримує атмосферу і Світовий океан від їх розсіювання в космосі;
- воно притягує до поверхні Землі людей, тварин і всі інші матеріальні об'єкти;
- воно направляє перебіг річок і створює на поверхні водойм виштовхуючі (Архімедові) сили, що утримують на ній судна, і тому подібне.

3.4.1.1 Нормальне значення сили тяжіння, редукції, аномалії сили тяжіння

Сила тяжіння, що діє на будь-яку матеріальну точку, що знаходиться поблизу земної поверхні, це сила P , визначається як геометрична сума сили притягання Землі F і відцентрової (переносної) сили інерції Q Землі (рис.3.6).

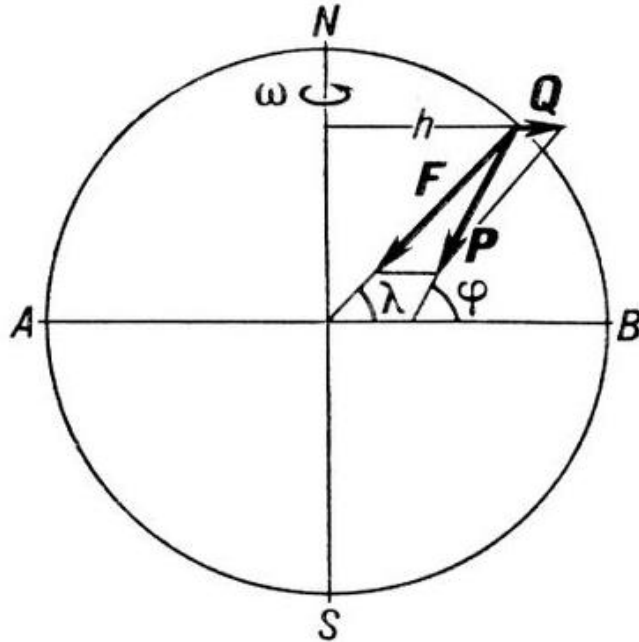


Рис.3.6 - Сила тяжіння

Напрямок сили тяжіння є напрямком вертикалі в даній точці земної поверхні, а перпендикулярна до неї площина - горизонтальною площиною. Кути λ і φ визначають відповідно геоцентричну і астрономічну широти.

Величина $Q = mhw^2$ (де m маса точки h її відстань від земної осі, w - кутова швидкість обертання Землі) зважаючи на w^2 , що дуже мала в порівнянні з F ; тому сила тяжіння мало відрізняється від сили притягання.

При переміщенні вздовж поверхні Землі від полюса до екватора значення сили тяжіння декілька убуває внаслідок зростання Q і не сферичності Землі: **на екваторі сила тяжіння приблизно на 0,5% менша, ніж на полюсі.**

Під дією сили тяжіння точка, що набуває прискорення $g = P/m$, називається **прискоренням сили тяжіння**, яке змінюється з широтою так само, як сила тяжіння.

Дія сили тяжіння істотно впливає майже на всі явища і процеси, що відбуваються на Землі як в природі (включаючи живу), так і в техніці.

Нормальне значення сили тяжіння.

Величина g визначається в основному прискоренням вільного падіння тіл за рахунок ньютонівського тяжіння і у меншій мірі прискоренням відцентрової сили обертання Землі.

Цими двома чинниками визначається так зване "**нормальне поле сили**

тяжіння''.

Унаслідок *нерівномірності розподілу щільності гірських порід*, що складають земну кору, і речовини верхньої мантиї з'являється **аномальне** поле сили тяжіння.

Таким чином, повне значення сили тяжіння складається з нормального і аномального полів.

Нормальним значенням сили тяжіння (γ_0) називається сила тяжіння, обумовлена добовим обертанням і тяжінням Землі, в припущенні, що вона складається з однорідних по щільності концентричних шарів.

Приймаючи Землю за сфероїд, **Клеро** отримав таку формулу для її розрахунку:

$$\gamma_0 = q_e(1 + \beta \sin^2 \varphi), \quad (3.6)$$

де q_e - сила тяжіння на екваторі; φ - географічна широта пункту спостереження; β - коефіцієнт, залежний від кутової швидкості обертання і стиснення сфероїда.

Проте Земля - геоїд, і нормальне значення сили тяжіння для його поверхні розраховується за формулою:

$$\gamma_0 = q_e(1 + \beta_1 \sin^2 \varphi - \beta_2 \sin^2 2\varphi + \beta_3 \cos^2 \varphi \cos 2\varphi), \quad (3.7)$$

де φ - географічна широта точки спостереження.

Коефіцієнти β залежать від форми Землі, її кутової швидкості обертання, розподілу мас. За численними вимірами можна визначити ці невідомі коефіцієнти.

В даний час використовується формула, в якій коефіцієнти дорівнюють: $\beta = 0,0053024$, $\beta_1 = 0,0000059$, $\beta_2 = 0$ і $q_e = 978,013$ гал.

Складені спеціальні таблиці, за якими легко визначити величину нормального значення (γ_0) для будь-якої точки земної поверхні. Вимірявши g_e в будь-якій точці і віднявши γ_0 , отримаємо аномалію сили тяжіння.

Таким чином, геоїд є відносною поверхнею, для якої розраховують аномалії.

Нормальні значення прискорення сили тяжіння змінюються в межах від $9,78 \text{ м/с}^2$ на екваторі до $9,83 \text{ м/с}^2$ на полюсах.

У гравіметрії за одиницю виміру сили тяжіння береться мілігал (мГал):
 $1 \text{ мГал} = 10^{-3} \text{ Гал} = 10^{-5} \text{ м/с}^2$. $1 \text{ м/с}^2 = 100 \text{ Гал}$

Гравітаційні аномалії, що мають геологічну природу, досягають $(3 - 30) \cdot 10^{-4} \text{ м/с}^2$.

Тимчасові варіації, обумовлені приливною дією космічних тіл, і в

першу чергу Місяця та Сонця, що приводить до періодичних змін висоти земної поверхні, а також до повільного перерозподілу гравітаційних мас усередині земної кулі, можуть становити $3,4 \cdot 10^{-4} \text{ м/с}^2$, а можлива величина вікових змін сили тяжіння протягом року - менш $1,0 \cdot 10^{-4} \text{ м/с}^2$.

Зміни сили тяжіння на поверхні літосфери, які обумовлені інженерною діяльністю людини: витягання з надр Землі значної кількості викопної сировини, штучне зниження або підвищення рівня підземних вод, створення водосховищ, будівництво крупної міської агломерації, порівнянні з варіаціями.

Сила тяжіння може змінюватися при протіканні екологічно значущих геологічних процесів, таких, наприклад, як:

- а) сейсмотектонічні переміщення;
- б) обвальні явища;
- в) зсуви і карстопроявлення;
- г) процеси, пов'язані з просіданням земної поверхні;
- д) переробкою берегів крупних водосховищ і тому подібне.

У практиці частіше вимірюються не абсолютні (g), а відносні значення (або прирощення) прискорення сили тяжіння по відношенню до якого-небудь опорного пункту (Δg).

Точність вимірів різними типами гравіметрів на суші становить 0,01 - 0,5 мГал, на морі і в повітрі - 1 мГал, а при вимірі варіометрами і градієнтометрами - біля 1 Е (етвеш), 1 Е = 1 мГал/км.

Редукція сили тяжіння.

У значення сили тяжіння вводяться *поправки (редукції)*. Введення поправок необхідно тому, що нормальні значення відносяться до поверхні геоїда, яка збігається з рівнем океану, а виміряні значення відносяться до дійсної (реальної) земної поверхні. Для того, щоб всі спостереження сили тяжіння можна було порівняти, їх приводять до однієї поверхні - рівня геоїда, тобто немовби опускають точку спостереження на цей рівень. Це здійснюється шляхом введення поправок *на висоту, на тяжіння проміжного прошарку та на довколишній рельєф*. Поправки називаються *редукціями*.

Основними з них є:

- а) *поправка на висоту,*
- б) *на тяжіння проміжного прошарку,*
- в) *на рельєф.*

Для приведення виміряного значення g_v до рівня океану вводять *поправку на висоту (Δg)*. Цю поправку називають поправкою на "вільне

падіння" або *поправкою Фая*.

Формула для розрахунку *поправки на висоту* має вигляд:

$$\Delta g_n = 0,3086H, \quad (3.8)$$

де Δg_n (у мілігалах),
 H (висота над рівнем моря) у метрах.

Ця поправка повинна додаватися до вимірної сили тяжіння, якщо точка спостережень знаходиться вище за рівень геоїда, і відніматися, якщо нижче.

При введенні поправки на *тяжіння проміжного шару* (Δg_p) обчислюється тяжіння мас прошарком між рівнем океану і даною точкою.

Для розрахунку цієї поправки використовують формулу тяжіння плоско паралельної пластини, яка має вигляд:

$$\Delta g_p = - 0,0419\rho H \text{ мГал}, \quad (3.9)$$

де H - абсолютна висота точки спостереження в м,
 ρ - середня щільність порід в цьому прошарку в г/см³.

Поправка має знак, протилежний до знаку поправки на вільне падіння.

Для врахування *бічного тяжіння рельєфу місцевості*, що оточує пункт спостереження, при зйомці в гірських районах, вводяться топографічні поправки (Δg_3). Є декілька способів обліку таких поправок, які завжди додатні.

При регіональних дослідженнях суші і океанів інколи використовують ізостатичні редуції, що розраховуються спеціально і характеризують відхилення від гідростатичної рівноваги, яка існує в цілому для Землі.

Вважається, що у верхній оболонці - літосфері потужністю 100-200 км, така рівновага досягається в основному за допомогою пружного вигину. Глибше, в так званій астеносфері з нижчою в'язкістю, рівновага досягається горизонтальними течіями. Від цих чинників залежить гідростатична рівновага. У ряді районів з інтенсивними ізостатичними аномаліями вона порушена.

Аномалії сили тяжіння.

Аномалії сили тяжіння розраховуються за різними формулами.

Під аномалією сили тяжіння розуміють різницю між спостережуваним g_ϕ і нормальним γ_0 значенням сили тяжіння з врахуванням поправки $\Phi_{ая}$, вона розраховується за формулою:

$$g_\phi = g_\epsilon - \gamma_0 + \Delta g_n \quad (3.10)$$

і називається **аномалією Фая**.

Основною аномалією є **аномалія Буге**:

$$\Delta g_B = g_\epsilon - \gamma_0 + (\Delta g_n + \Delta g_\rho + \Delta g_z) = g_\epsilon - g_{теор}, \quad (3.11)$$

у яку вводяться всі поправки.

Під $g_{теор}$ розуміють сумарну поправку в спостережені значення, яка може бути визначена до проведення робіт, оскільки в ній є лише топографічні координати точок спостереження (ϕ, H).

Аномальне гравітаційне поле Землі відображає сумарну дію гравітуючих мас, розташованих на різних глибинах в земній корі і верхній мантії. Тому для однозначного вирішення питання про природу аномалій необхідно розділяти гравітаційні поля на регіональні, створювані глибокозалягаючими масами, і локальні, що зумовлені місцевими геологічними неоднорідностями розрізу.

3.4.2 Геомагнітне поле

Вивчення магнітного поля Землі дає якісно нову інформацію про глибинний стан речовини її надр, яка не може бути отримана традиційними методами сейсмології і вивчення динаміки планет.

Земний магнетизм, геомагнетизм, магнітне поле Землі і навколоземного космічного простору; розділ геофізики, що вивчає розподіл в просторі і зміни в часі геомагнітного поля, а також пов'язані з ним геофізичні процеси в Землі і верхній атмосфері.

У кожній точці простору геомагнітне поле характеризується вектором напруженості T величина і напрям якого визначаються трьома складовими X, Y, Z (північною, східною і вертикальною) у прямокутній системі координат (рис.3.7) або трьома елементами земного магнетизму: горизонтальною складовою напруженості H , магнітним схиленням D (кут між H і площиною географічного меридіана) і магнітним нахиленням I (кут між T і площиною

горизонту). Вектор T прийнято називати *повним вектором земного магнітного поля*.

Значення вектора T інваріантне, тобто не залежить від вибору системи координат. Користуючись рис.3.7, легко отримати вираження для всіх елементів земного магнетизму:

$$\begin{aligned}
 x &= H \cos D; & y &= H \sin D; & z &= H \operatorname{tg} I, \\
 T &= (H^2 + z^2)^{1/2}; & H &= (x^2 + y^2)^{1/2}, & & (3.12) \\
 I &= \operatorname{arctg} z/H; & D &= \operatorname{arctg} y/x.
 \end{aligned}$$

Горизонтальні і вертикальні компоненти повного вектора магнітного поля T можна визначити також через кут I :

$$H = T \cos I; \quad z = T \sin I. \quad (3.13)$$

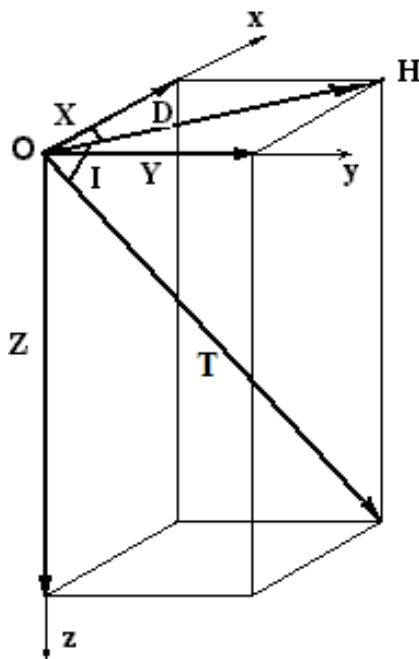


Рис. 3.7 - Елементи земного магнетизму

Точки на земній поверхні, де магнітне нахилення $I = 90^\circ$, називаються *північним і південним магнітними полюсами*.

Лінія на земній поверхні, де магнітне нахилення $I = 0^\circ$, називається *магнітним екватором*.

На північ від магнітного екватора вертикальна складова z вважається позитивною, на південь - негативною. Підставляючи значення I на екваторі і на полюсі у вираз (3.13), визначимо, що на магнітних полюсах горизонтальна складова H дорівнює нулю ($H_n = 0$), а вертикальна дорівнює повному вектору $T(z_n = T)$.

На екваторі, навпаки, горизонтальна складова H_e дорівнює повному вектору T ($H_e = T$), а вертикальна z_e дорівнює нулю ($z_e = 0$).

Земний магнетизм обумовлений дією постійних джерел, розташованих усередині Землі і що випробовують лише повільні вікові зміни (варіації), і зовнішніх (змінних) джерел, розташованих в магнітосфері Землі і іоносфері. Відповідно розрізняють основне (головне ~99%) і змінне (~1%) геомагнітне поле.

Основне (постійне) геомагнітне поле.

Для вивчення просторового розподілу основного геомагнітного поля, виміряні в різних місцях значення H , D , I наносять на карти (магнітні карти) і сполучають лініями точки рівних значень елементів. Такі лінії називають відповідно *ізодинамами*, *ізогонами*, *ізоклінами*.

Лінія (ізокліна) $I = 0$, тобто магнітний екватор, не збігається з географічним екватором. Із збільшенням широти значення I зростає до 90° у магнітних полюсах. Повна напруженість T від екватора до полюса зростає з 33,4 до 55,7 а/м (від 0,42 до 0,70 е).

Координати *північного магнітного полюса* на 1970 р.:

довгота $101,5^\circ$ зх. д., широта $75,7^\circ$ півн. ш.;

південного магнітного полюса:

довгота $140,3^\circ$ сх. д., широта $65,5^\circ$ півд. ш.

Складну картину розподілу геомагнітного поля в першому наближенні можна представити полем магнітного диполя (із зміщенням від центру Землі приблизно на 436 км) або однорідно намагніченої кулі, вісь якої направлена під кутом $11,5^\circ$ до осі обертання Землі.

Полюси геомагнітні (полюси однорідно намагніченої кулі) і полюси магнітні задають відповідно систему геомагнітних координат (широта геомагнітна, меридіан геомагнітний, екватор геомагнітний) і магнітних координат (широта магнітна, меридіан магнітний).

Відхилення дійсного розподілу геомагнітного поля від дипольного (нормального), називають **магнітними аномаліями**.

Залежно від інтенсивності і величини займаної площі розрізняють світові *аномалії глибинного походження*, наприклад Східносибірську, Бразильську і ін., а також *аномалії регіональні* і *локальні*. Останні можуть бути викликані, наприклад, нерівномірним розподілом в земній корі

ферромагнітних мінералів.

Вплив світових аномалій позначається до висот $\sim 0,5R_3$ над поверхнею Землі (R_3 - радіус Землі). Основне геомагнітне поле має дипольний характер до висот $\sim 3R_3$.

Воно зазнає **вікових варіацій**, неоднакових на всій земній кулі. У місцях найбільш інтенсивного вікового ходу варіації досягають 150g на рік ($1g = 10^{-5}e$).

Спостерігається також систематичний **дрейф магнітних аномалій до заходу** з швидкістю біля $0,2^\circ$ у рік і зміну величини і напрямку магнітного осі Землі з швидкістю $\sim 20g$ на рік.

Через вікові варіації і недостатню вивченість геомагнітного поля на великих просторах (океанах і полярних областях) виникає необхідність заново складати магнітні карти.

З цією метою проводяться світові магнітні зйомки на суші, в океанах (на немагнітних судах), в повітряному просторі (аеромагнітна зйомка) і в космічному просторі (за допомогою штучних супутників Землі). Для вимірів застосовують: магнітний компас, магнітний теодоліт, магнітні ваги, інклінометр, магнітометр, аеромагнітометр та інші прилади. Вивчення земного магнетизму і складання карт всіх його елементів відіграє важливу роль для морської і повітряної навігації, в геодезії, маркшейдерській справі.

3.4.2.1 Походження основного геомагнітного поля

Для пояснення походження основного геомагнітного поля висувалося багато різних гіпотез, у тому числі навіть гіпотези про існування фундаментального закону природи, згідно якому всяке тіло, що обертається, має магнітний момент.

Робилися спроби пояснити основне геомагнітне поле присутністю ферромагнітних матеріалів в корі Землі або в її ядрі; рухом електричних зарядів, які, беручи участь в добовому обертанні Землі, створюють електричний струм; наявністю в ядрі Землі струмів, що викликаються термоелектрорушійною силою на межі ядра і мантії і так далі, і, нарешті, дією, так званого гідромагнітного динамо в рідкому металевому ядрі Землі.

Сучасні дані про вікові варіації і багатократні зміни полярності геомагнітного поля задовільно пояснюються лише гіпотезою про гідромагнітне динамо (ГД).

Згідно цій гіпотезі, в електропровідному рідкому ядрі Землі можуть відбуватися досить складні і інтенсивні рухи, що наводять до самозбудження магнітного поля, аналогічно тому, як відбувається генерація струму і магнітного поля в динамо-машині з самозбудженням.

Дія ГД засновано на електромагнітній індукції в рухомому середовищі, яке в своєму русі перетинає силові лінії магнітного поля.

Загальна теорія ГД, що досліджує і генерацію поля, і "двигун" земного ГД, тобто походження рухів, знаходиться ще в початковій стадії розвитку і в ній ще багато гіпотетичного.

Як причини, що викликають рухи, висуваються Архімедові сили, обумовлені невеликими неоднорідностями щільності в ядрі, і сили інерції.

Перші можуть бути пов'язані або з виділенням тепла в ядрі і тепловим розширенням рідини (термічна конвекція), або з неоднорідністю складу ядра унаслідок виділення домішок на його межах. Другі можуть спричинятися прискоренням, обумовленим прецесією земної осі.

Близькість геомагнітного поля до поля диполя з віссю, майже паралельній осі обертання Землі, **вказує на тісний зв'язок між обертанням Землі і походженням** Земного магнетизму.

Обертання створює силу Кориоліса, яка відіграє істотну роль в механізмі ГД Землі.

Залежність величини геомагнітного поля від інтенсивності руху речовини в земному ядрі складна і вивчена ще недостатньо. Згідно палеомагнітним дослідженням, величина геомагнітного поля випробовує коливання, але в середньому, по порядку величини, вона зберігається незмінною протягом довгого часу - порядку сотні млн. років.

Функціонування ГД Землі пов'язано з багатьма процесами в ядрі і в мантії Землі, тому вивчення основного геомагнітного поля і земного ГД є істотною частиною всього комплексу геофізичних досліджень внутрішньої будови і розвитку Землі.

3.4.2.2 Змінне геомагнітне поле

Виміри, виконані на супутниках і ракетах, показали, що взаємодія плазми **сонячного вітру** з геомагнітним полем веде до порушення дипольної структури поля з відстані $\sim 3R_z$ від центру Землі.

Сонячний вітер локалізує геомагнітне поле в обмеженому об'ємі навколоземного простору - магнітосфері Землі, при цьому на межі магнітосфери динамічний тиск сонячного вітру врівноважується тиском магнітного поля Землі.

Сонячний вітер стискує земне магнітне поле з денного боку і відносить геомагнітні силові лінії полярних областей на нічну сторону, утворюючи поблизу площини екліптики магнітний хвіст Землі протяжністю не менше 5 млн. км. (рис.3.8).

Приблизно дипольна область поля із замкнутими силовими лініями (внутрішня магнітосфера) є магнітною пасткою заряджених часток навколоземної плазми.

Обтікання магнітосфери плазмою сонячного вітру із змінною щільністю і швидкістю заряджених частинок, а також прорив частинок в магнітосферу спричиняють зміни інтенсивності систем електричних струмів в магнітосфері і іоносфері Землі.

Перехідна область примикає безпосередньо до магнітосфери Землі, межа якої – **магнітопауза** - проходить там, де динамічний тиск сонячного вітру врівноважується тиском магнітного поля Землі. Вона розташована з боку Сонця на відстані 12 земних радіусів (70-80 тис. км.) від центру Землі, її товщина - 100 км. Напруженість магнітного поля Землі в магнітопаузі становить $\sim 8 \cdot 10^{-2}$ А/м (10^{-3} е), тобто значно вище за напруженість поля сонячної плазми на рівні орбіти Землі.

Приблизно до відстані трьох земних радіусів (-20 тис. км.) від центру Землі магнітне поле ще досить близьке до поля магнітного диполя (напруженість поля убуває з висотою $\sim 1/R_3$). Регулярність поля тут порушують лише магнітні аномалії (вплив аномалій позначається до висот $\sim 0,5 R$ над поверхнею Землі).

На відстанях, що перевищують ~ 20 тис. км, магнітне поле слабшає повільніше, ніж поле диполя, а його силові лінії з сонячного боку дещо притиснуті до Землі. Лінії геомагнітного поля Землі, що виходять з полярних областей, відхиляються сонячним вітром на нічну сторону Землі. Там вони утворюють хвіст, або шлейф магнітосфери протяжністю більше 5 млн. км.

*Магнітні збурення, що охоплюють всю Землю і продовжуються від одного до декількох днів, називаються **світовими магнітними бурями**, під час яких амплітуда окремих складових може перевершити 1000g.*

Магнітна буря - один з проявів сильних збурень магнітосфери, параметрів сонячного вітру, що виникають при зміні, особливо, швидкості його частинок і нормальної складової міжпланетного магнітного поля відносно площини екліптики.

Сильні збурення магнітосфери супроводяться появою у верхній атмосфері Землі **полярних сяїв**, іоносферних збурень, рентгенівського і низькочастотного випромінювань.

Практичні використання явищ Земного магнетизму.

Під дією геомагнітного поля магнітна стрілка розташовується в площині магнітного меридіана. Це явище з прадавніх часів використовується для орієнтування на місцевості, прокладення курсу судів у відкритому морі, в геодезичній і маркшейдерській практиці, у військовій справі і так далі .

Дослідження локальних магнітних аномалій дозволяє виявити корисні

копалини, в першу чергу залізняк, а в комплексі з іншими геофізичними методами розвідки - визначити місце їх залягання і запаси. Значного поширення набув магнітотелуричний спосіб зондування надр Землі, в якому за полем магнітної бурі обчислюють електропровідність внутрішніх шарів Землі і оцінюють існуючі там тиск і температуру.

Одним з джерел відомостей про верхні шари атмосфери служать геомагнітні *варіації*. Магнітні збурення, пов'язані, наприклад, з магнітною бурею, настають на декілька годин раніше, ніж під її дією відбуваються зміни в іоносфері, що порушують радіозв'язок. Це дозволяє робити магнітні прогнози, необхідні для забезпечення безперебійного радіозв'язку. Геомагнітні дані служать також для прогнозу радіаційної обстановки в навколосемному просторі при космічних польотах.

Постійність геомагнітного поля до висот в декілька радіусів Землі використовується для орієнтації і маневру космічних апаратів.

Геомагнітне поле впливає на живі організми, рослинний світ і людину. Наприклад, в періоди магнітних бур збільшується кількість серцево-судинних захворювань, погіршується стан хворих, які страждають серцево-судинними захворюваннями.

Сонячний вітер - це постійне радіальне виділення плазми сонячної корони в міжпланетний простір. Утворення сонячного вітру пов'язане з потоком енергії, що поступає в корону з глибших шарів Сонця.

Постійний нагрів корони, що має температуру 1,5-2 млн. градусів, не врівноважується втратою енергії за рахунок випромінювання, оскільки щільність корони мала. Надлишкову енергію відносять частинки сонячного вітру.

По суті ***сонячний вітер*** - це ***сонячна корона***, що безперервно розширюється. Тиск нагрітого газу викликає її стаціонарне гідродинамічне виділення з поступово наростаючою швидкістю. Магнітне поле, що відноситься сонячним вітром, частково "вимітає" галактичні космічні промені з навколосонячного простору, що приводить до зміни їх інтенсивності на Землі.

Вивчення варіацій космічних променів дозволяє досліджувати сонячний вітер на великих відстанях від Землі і, що особливо важливо, поза площиною екліптики. Зміни інтенсивності ***Сонячного вітру є основною причиною збурень геомагнітного поля***: магнітних бурь, полярних сьайв, нагріву верхньої атмосфери Землі, а також ряду біофізичних і біохімічних явищ.

Радіаційні пояси Землі - це внутрішні області земної магнітосфери, в яких магнітне поле Землі утримує заряджені частинки (протони, електрони, альфа-частинки), що мають кінетичну енергію. ятків кеВ до сотень меВ.

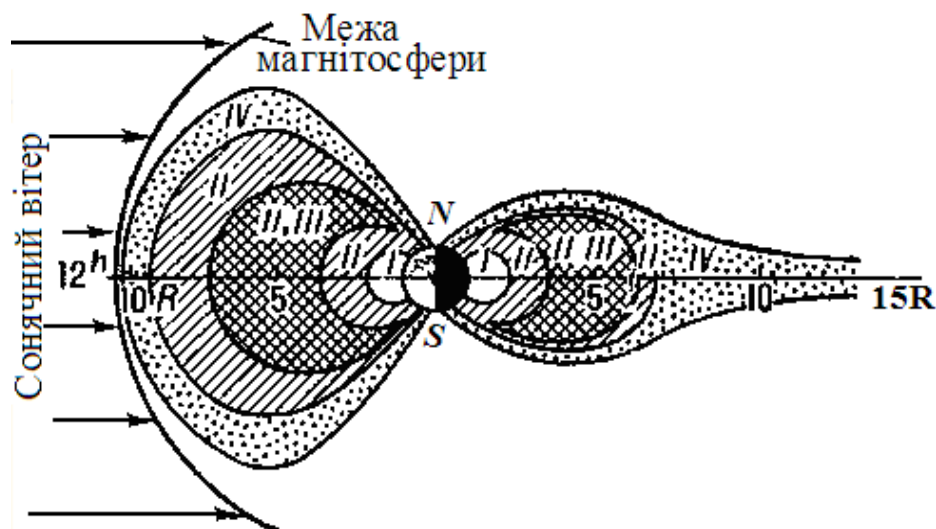


Рис. 3.8 - Структура радіаційних поясів Землі (перетин відповідає полуденному меридіану):

I- внутрішній пояс; II - пояс протонів малих енергій;

III - зовнішній пояс; IV - зона захвату.

Виходу заряджених часток з радіаційних поясів Землі заважає особлива конфігурація силових ліній геомагнітного поля, що створює для заряджених частинок магнітну пастку. При русі зарядженої частинки в магнітному полі Землі її миттєвий центр обертання знаходиться на одній і тій же поверхні, що отримала назву *магнітної оболонки* (рис.3.9).

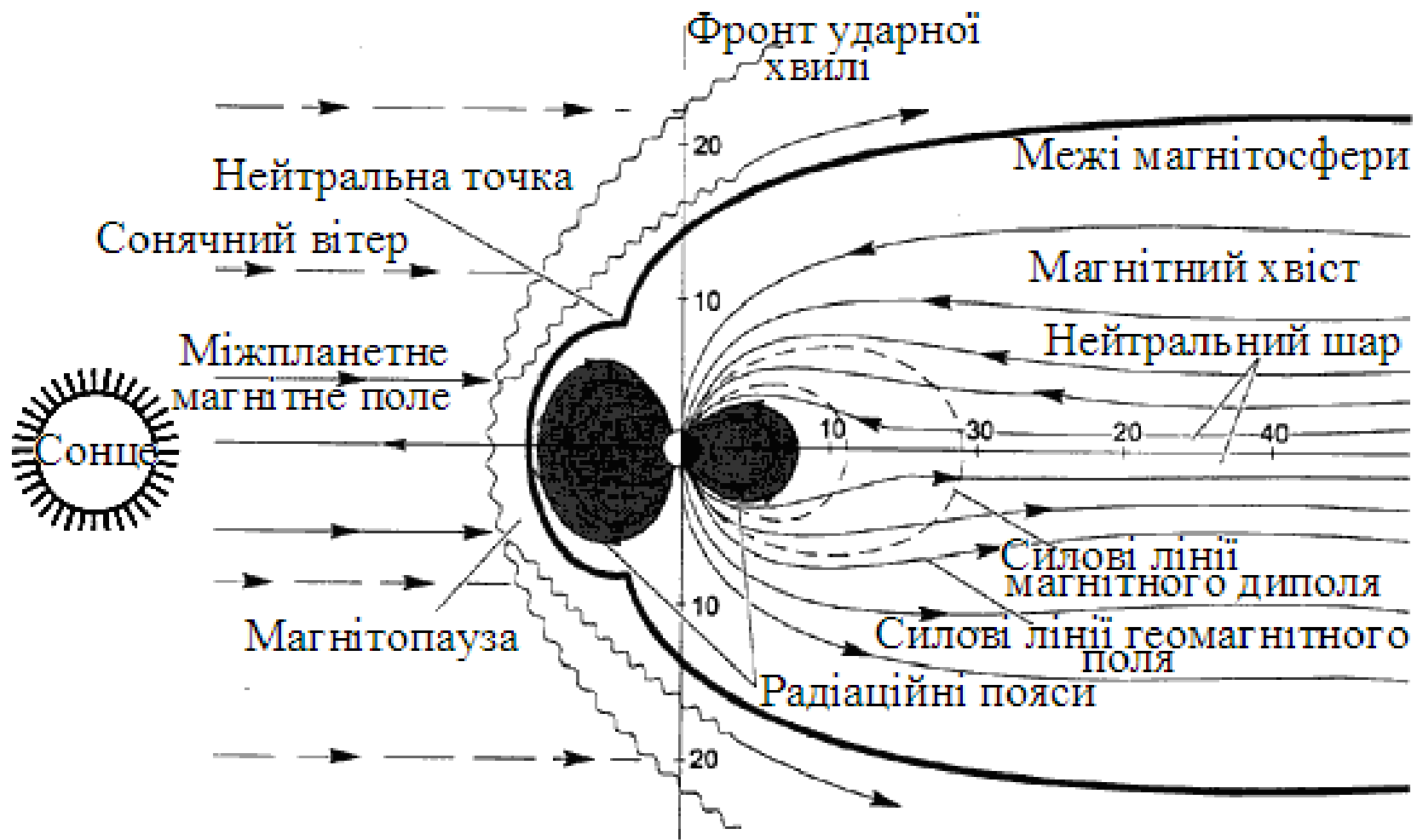


Рис. 3.9 - Магнітосфера Землі в меридіональному розрізі

Походження захоплених частинок з енергією, що значно перевищує середню енергію теплового руху атомів і молекул атмосфери, пов'язують з дією декількох фізичних механізмів:

- розпадом нейтронів, створених космічними променями в атмосфері Землі (протони, що утворюються при цьому, поповнюють внутрішні радіаційні пояси Землі);

- "накачкою" частинок в пояси під час геомагнітних збурень (магнітних бур), яка в першу чергу обумовлює існування електронів внутрішнього поясу;

- прискоренням і повільним перенесенням частинок сонячного походження із зовнішнього поясу у внутрішні області магнітосфери (так поповнюються електрони зовнішнього поясу і пояс протонів малих енергій).

Проникнення часток сонячного вітру в радіаційні пояси Землі можливо через особливі точки магнітосфери, а також через т. з. нейтральний шар в хвості магнітосфери (з її нічного боку).

В області денних точок і в нейтральному шарі хвоста геомагнітне поле різко ослаблене і не є істотною перешкодою для заряджених часток міжпланетної плазми.

Радіаційні пояси мають різні тимчасові варіації: розташований ближче до Землі і стабільніший внутрішній пояс - незначні, зовнішній пояс - найбільш часті і сильні.

Для внутрішнього радіаційного поясу Землі характерні невеликі варіації протягом 11-річного циклу сонячної активності. Зовнішній пояс помітно змінює свої межі і структуру навіть при незначних збуреннях магнітосфери. Полярні саява тривають весь час, поки йдуть ці процеси, інколи добу і більше.

Радіаційні пояси Землі можуть також створюватися штучно:

- при вибуху ядерного пристрою на великих висотах;
- при інжекції штучно прискорених часток, наприклад, за допомогою прискорювача на борту супутника;

- при розпилюванні в навколосемному просторі радіоактивних речовин, продуктів розпаду, які були захоплені магнітним полем.

Створення штучних поясів при вибуху ядерних пристроїв було здійснене в 1958 і в 1962 роках. Так, після американського ядерного вибуху (9 липня 1962) у внутрішній пояс було інжектровано близько 1025 електронів з енергією ~ 1 MeV, що на два-три порядки перевищило інтенсивність потоку електронів природного походження. Залишки цих електронів спостерігалися в поясах протягом майже 10-річного періоду.

Радіаційні пояси Землі є серйозною небезпекою при тривалих польотах в навколосемному просторі. Потоки протонів малих енергій можуть вивести з ладу сонячні батареї і спричинити помутніння тонких оптичних покриттів.

Тривале перебування у внутрішньому поясі може привести до променевого ураження живих організмів усередині космічного корабля під впливом протонів високих енергій.

Магнітні бурі - це сильні збурення магнітного поля Землі, що різко порушують плавний добовий хід елементів земного магнетизму. Вони тривають від декількох годин до декількох діб і спостерігаються одночасно на всій Землі. З найбільшою інтенсивністю (до $\sim 5 \cdot 10^{-2}$ e) вони проявляються у високих широтах, в середніх широтах зміни напруженості геомагнітного поля під час магнітних бур коливаються в межах від $\sim 0,1$ до ~ 1 а/м ($\sim 1 \cdot 10^{-3}$ - $1 \cdot 10^{-2}$ e).

Магнітні бурі викликаються потоками сонячної плазми з активних областей Сонця, що накладаються на спокійний сонячний вітер, тому вони частіше спостерігаються поблизу максимумів 11-річного циклу сонячної активності. Досягаючи Землі, потоки сонячної плазми збільшують стискування магнітосфери, викликаючи початкову фазу магнітних бур, і частково проникають всередину магнітосфери Землі.

Магнітні бурі супроводяться виникненням у верхній атмосфері Землі полярних сяїв, іоносферних збурень, рентгенівського і низькочастотного випромінювань.

Під час магнітних бур істотно змінюються параметри шарів іоносфери, що відображають і поглинають радіохвилі (висота їх розташування, концентрація електронів та інші). В результаті виникають значні перешкоди в короткохвильовому радіозв'язку. Під час магнітних збурень відбувається також розігрівання верхньої атмосфери і передача теплоти вниз, в тропосферу, що сприяє розвитку в ній циркуляційних рухів і виникненню циклонів.

Полярні сяйва - це свічення верхніх розріджених шарів атмосфери, викликане взаємодією атомів і молекул на висотах 90 - 1000 км. із зарядженими частинками великих енергій (електронами і протонами), що вторгаються в земну атмосферу з космосу.

Спектр полярних сяїв змінюється з широтою.

Вторгнення в атмосферу частинок, що викликають *полярні сяйва*, є результатом складної взаємодії сонячного вітру з геомагнітним полем. Під дією сонячного вітру магнітосфера стає асиметричною, витягуючись в протилежному від Сонця напрямі. Вивчення полярних сяїв має два різні аспекти.

По-перше, оптичне випромінювання, будучи одним з кінцевих результатів процесів в просторі між Землею і Сонцем, може служити джерелом інформації про процеси в навколоземному космічному просторі, зокрема для діагностики магнітосфери.

По-друге, за даними оптичного випромінювання можна судити про дію первинного потоку частинок на іоносферу. Такі дослідження необхідні у зв'язку з проблемою поширення радіохвиль і іншими явищами в радіодіапазоні.

Зовнішнє магнітне поле Землі - **магнітосфера**, поширюється в космічному просторі більш ніж на 20 земних діаметрів і надійно захищає нашу планету від потужного потоку космічних частинок.

Найбільш же яскравим проявом магнітосфери є **магнітні бурі** - швидкі хаотичні коливання всіх компонентів геомагнітного поля. Частко магнітні бурі охоплюють всю земну кулю: вони реєструються всіма магнітними обсерваторіями світу - від Антарктиди до Шпіцбергену, причому вигляд магнітограм, отриманих в найвіддаленіших точках Землі, дивно схожий. Тому не випадково такі магнітні бурі називають *глобальними*.

Амплітуда коливань магнітного поля під час бурі в сотні, а то і в тисячі разів перевищує рівень коливань в "спокійні" дні, проте по відношенню до головного (внутрішнього) магнітного поля Землі вони зазвичай збільшуються не більше ніж на 1-3%.

Зовнішнє магнітне поле - це поле струмів в іоносфері - зовнішній оболонці атмосфери Землі, розташованій приблизно на відстані від 100 до 600 км від її поверхні. Ця оболонка насичена частково іонізованим газом - плазмою, яка пронизується геомагнітним полем. Обертання Землі неминуче приводить до обертання її газових зовнішніх оболонок, які, окрім земного тяжіння, зазнають тиску сонячного вітру.

Земний щит від космічних бур - це тонкий шар зовнішньої іоносфери, розташований на висоті між 300 і 1000 км, який містить електрично заряджені атоми. Цей екран поглинає енергію космічних збурень, викидаючи деякі свої. Останні спостереження, проведені з орбітального космічного апарату, показали, що зовнішній шар земної атмосфери діє подібно до теплового екрану, поглинаючи енергію космічних штормів і знижуючи їх здатність нагрівати нижні шари атмосфери.

Платою за роботу цього щита є створення довкола нашої планети *хмари іонізованого газу*, нагрітого до мільярда градусів. Це відкриття підтверджує факт, що магнітосфера Землі активно бере участь в космічних збуреннях.

У природі електричне поле і магнітне відомі як дві складові електромагнітного поля.

Обидві ці складові існують в природі, як в природному стані, так і є результатом діяльності людини. Різниця між ними полягає в тому, що в більшості природні поля постійні, тобто вони не змінюють полярність. На відміну від цього - поля штучного походження змінні, оскільки вони генеруються змінним струмом.

У міжнародній практиці напруженість електричного поля позначається символом E і вимірюється у вольтах на метр (В/м). Напруженість магнітного поля H вимірюється в амперах на метр (А/м) або у величинах магнітної індукції B у теслах (Тл) або гаусах (гс).

Збурення магнітного поля Землі.

Магнітне поле Землі зазнає вікових змін, які пов'язані з причинами, що лежать в надрах Землі. Проте існують зміни магнітного поля, які мають періодичний характер. Ці зміни обумовлені зовнішніми причинами і пов'язані з діяльністю Сонця.

Всі геомагнітні коливання умовно підрозділяють на два класи: **регулярні і нерегулярні.**

У навколосемному космічному просторі і на поверхні Землі вагання геомагнітного поля відбуваються в широкому діапазоні частот (10^{-5} - 10^2 Гц) і амплітуд (10^{-3} - 10^{-7} е). У спокійний час в низьких і середніх широтах спостерігаються періодичні *сонячні добові* і *місячно-добові магнітні варіації* з амплітудами 30-70 гамм і 1-5 гамм відповідно.

Магнітні збурення, що охоплюють всю Землю і що продовжуються від одного до декількох днів, *називаються світовими магнітними бурями*, під час яких амплітуда окремих складових може перевершити 1000 гамм.

Магнітні бурі, як правило, протікають в три фази. У першу фазу, яка продовжується декілька годин, відбувається зростання горизонтальної складової поля H до декількох десятків і навіть сотень гамм. Приблизно після години починається убування величини горизонтальної складової до напруженості на 100 гамм нижче нормальної. Це друга фаза, яка продовжується приблизно 12 год.

Наступна, завершальна фаза, під час якої напруженість досягає норми, продовжується декілька днів. Це, перш за все, відноситься до магнітних бурь, що спостерігаються поблизу полярних сьйв.

За інтенсивністю магнітні бурі умовно поділяють на дуже великі (більше 200-500 гамм), великі (100-200 гамм) і малі (50 гамм).

Слабкі магнітні бурі мають 27-денну періодичність. Це дає підставу вважати, що на Сонці існують магнітоактивні області (M області), період появи їх дорівнює часу оберту Сонця довкола своєї осі (27 земних діб).

Геомагнітне поле є важливим чинником, що впливає на такі фундаментальні властивості еволюційного розвитку всіх без виключення живих організмів, як спадковість і мінливість, відповідальні за рівень і хід мутагенезу в природі. Отже, ГМП - визначальний чинник в прояві найосновніших властивостей живих організмів, і істотну роль в цьому відіграють молекули води.

Штучні магнітні і електричні поля і їх вплив на природу і людину.

Магнітні і електромагнітні поля, тобто електромагнітне випромінювання присутні скрізь. Проте напруженість їх всіляка і залежить від джерела випромінювання. Постійні магнітні поля створюються за допомогою постійних магнітів і електромагнітів, що живляться від джерел постійного струму.

Змінні магнітні поля створюються спеціальними генераторами і іншими електротехнічними і радіоелектронними пристроями. Наприклад, поля низької частоти 50-60 Гц генеруються мережами і споживачами змінного струму. У деяких країнах джерелами електромагнітного випромінювання низької частоти є силові мережі залізниць з частотою 16 і 2/3 Гц.

Окрім змінних полів, що створюються мережами живлення, електричні пристрої генерують інші частоти залежно від їх функцій.

Джерелами електромагнітних випромінювань є зв'язок і радіомовлення (телебачення, мобільні радіосистеми, телекомунікації, радіомережі, системи зв'язку пожежних служб, військові системи зв'язку, радіолюбительські передавачі, супутникові системи зв'язку, радары ППО і тому подібне).

Джерелами сильного магнітного поля є промислове і наукове устаткування, використовуване, наприклад, при вторинній плавці алюмінію, електрохімічній і електроерозійній обробці металів; мікрохвильові і плавильні печі, електричні системи, прискорювачі часток, зварювальні агрегати і ін. Джерелами сильного магнітного поля в медицині є устаткування, використовуване при плазмовому нагріві, томографії, діатермії, в електрохірургії і тому подібне.

Вплив магнітного поля на живі організми.

Магнітні поля мають всебічний вплив на живі організми. Механізм цього впливу вельми всілякий і залежить від багатьох чинників, він може використовуватися в різних практичних цілях.

Магнітні поля є різновидом фізичної матерії, що здійснює зв'язок і взаємодію між електрично зарядженими частинками.

Відомо, що тканини організму діамагнітні, тобто під впливом магнітного поля не намагнічуються, проте багатьом складовим елементам тканин (наприклад, вода, кров) можуть в магнітному полі набирати магнітних властивостей.

Фізична суть дії магнітного поля на організм людини полягає в тому, що воно впливає на рухомі заряджені частинки, впливаючи, таким чином, на фізико-хімічні і біохімічні процеси. Основою біологічної дії МП вважають наведення ЕДС в потоці крові та лімфи.

Останніми роками став відомий термін "електромагнітний тероризм", що виник через те, що в світі з'явилися "фахівці", які утворюють і використовують пристрої, що генерують електромагнітне випромінювання в

широкому діапазоні частот і потужностей. Таке організоване електромагнітне випромінювання справляє сильну "паразитичну" дію на навігаційну апаратуру аеропортів; засоби спеціального зв'язку міліції, швидкої допомоги, обчислювальні комплекси важливого призначення і так далі.

У зв'язку з цим виникає необхідність створення і впровадження спеціальної високочутливої апаратури для виявлення джерел магнітного і електромагнітного випромінювання з метою локалізації їх діяльності. На відміну від смогу, який ми бачимо і відчуваємо, людина не може безпосередньо відчувати електромагнітні поля. Тому необхідно озброїти населення відповідною апаратурою і портативними приладами, у тому числі й індивідуального користування.

3.4.3 Теплове поле Землі

Теплове поле Землі визначається випромінюванням Сонця і теплом, що виділяється внутрішньоземними джерелами.

Найбільшу кількість енергії Земля отримує від Сонця, але значна частина її відбивається знову в світовий простір.

Кількість отриманого і відбитого Землею сонячного тепла неоднакова для різних широт. Середньорічна температура окремих пунктів в кожній півкулі зменшується від екватора до полюсів. Нижче за поверхню Землі вплив сонячного тепла різко знижується, внаслідок чого на невеликій глибині розташовується **пояс постійної температури**, рівній середньорічній температурі певної місцевості. Глибина розташування поясу постійних температур в різних районах коливається від перших метрів до 20-30 м.

Нижче за пояс постійних температур важливого значення набуває **внутрішня теплова енергія Землі**.

Давно встановлено, що в шахтах, копальнях, бурових свердловинах відбувається **постійне збільшення температури з глибиною**, пов'язане з тепловим потоком з внутрішніх частин Землі.

Тепловий потік вимірюється в калоріях на квадратний сантиметр за секунду - мккал/см²с. За чисельними даними середня величина теплового потоку приймається рівною 1,4-1,5 мккал/см²с. Проте дослідження, проведені як на континентах, так і в океанах, показали значну мінливість теплового потоку в різних структурних зонах.

За даними О.А. Любимової, найменші значення теплового потоку відмічені в районі древніх кристалічних щитів (Балтійському, Українському, Канадському) вони дорівнюють в середньому 0,85 мккал/см²с (при коливаннях від 0,6 до 1,1).

У рівнинних областях тепловий потік знаходиться в інтервалі 1,0-1,2

мккал/см²с і лише місцями на окремих підняттях збільшується до 1,3-1,4 мккал/см².с. У палеозойських орогенічних областях, таких, як Урал, Аппалачі, інтенсивність потоку піднімається до 1,5 мккал/см².с.

Які ж джерела тепла є всередині Землі? Як відомо, відповідно до сучасного уявлення, Земля сформувалася в результаті акреції газово-пилкових частинок протопланетної хмари у вигляді холодного тіла. Отже, усередині Землі мають бути джерела тепла, що створюють сучасний тепловий потік і високу температуру в надрах Землі. Одним з джерел внутрішньої теплової енергії є **радіогенне тепло**, пов'язане з розпадом радіоактивних елементів ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th, ⁴⁰K, ⁸⁷Rb.

Періоди напіврозпаду цих ізотопів відповідні віку Землі, тому до цих пір вони залишаються важливим джерелом теплової енергії. У початкові етапи розвитку Землі могли бути постачальниками тепла і короткоживучі радіоактивні ізотопи, які живуть недовго, такі, як ²⁶Al, ³⁸Cl та ін.

Другим джерелом теплової енергії **вважається гравітаційна диференціація речовини**, що зароджується після деякого розігрівання на рівні ядра і, можливо, в шарі **В** верхньої мантії.

Але значна частина тепла, пов'язана з гравітаційною диференціацією, мабуть, розсіювалася в просторі, особливо на початку формування планети. Додатковим джерелом внутрішнього тепла може бути приливне тертя, що виникає при уповільненні обертання Землі через приливну взаємодію з Місяцем і у меншою мірою з Сонцем.

Визначення температури в оболонках Землі ґрунтується на різних, часто непрямих даних. Найбільш достовірні температурні дані відносяться до найвищої частини земної кори, що розкривається шахтами і буровими свердловинами до максимальних глибин - 12 км. (Кольська свердловина).

Наростання температури в градусах Цельсія на одиницю глибини називають **геотермічним градієнтом**, а глибину в метрах, впродовж якої температура збільшується на 1°С - **геотермічним ступенем**.

Геотермічний градієнт і відповідно геотермічний ступінь змінюються залежно від геологічних умов, ендегенної активності в різних районах, а також неоднорідної теплопровідності гірських порід. При цьому, за даними Б. Гуттенберга, межі коливань відрізняються більш ніж в 25 разів.

Найбільші коливання градієнта, що часто зустрічаються, в межах 20-50°, а геотермічний ступінь - 15-45 м. Середній геотермічний градієнт приймався в 30°С на 1 км.

За даними С. М. Жаркова, геотермічний градієнт біля поверхні Землі оцінюється в 20° С на 1 км.

Якщо виходити з цих двох значень геотермічного градієнта і його незмінності в надрах Землі, то на глибині 100 км. мала б бути температура

3000° або 2000 °С, проте це розходиться з фактичними даними.

Саме на цих глибинах періодично зароджуються магматичні осередки, з яких виливається на поверхню лава, що має максимальну температуру 1200-1250°. Враховуючи цей своєрідний "термометр", ряд авторів вважає, що на глибині 100 км температура не може перевищувати 1300-1500°С. При вищих температурах породи мантиї були б повністю розплавлені, що не відповідає вільному проходженню поперечних сейсмічних хвиль.

Таким чином, середній геотермічний градієнт просліджується лише до деякої певної глибини від поверхні (20-30 км.), а далі він повинен зменшуватися. Але навіть і в цьому випадку в одному і тому ж місці *змiна температури з глибиною відбувається нерiвномiрно*.

Це можна бачити на прикладі зміни температури з глибиною по Кольській свердловині, розташованій в межах стійкого кристалічного щита платформи.

При бурінні цієї свердловини розраховували на геотермічний градієнт 10° на 1 км. Отже, на проектній глибині (15 км.) чекали температуру порядку 150°С. Проте такий градієнт був лише до глибини 3 км., а далі він став збільшуватися в 1,5-2,0 рази.

На глибині 7 км температура була 120° С, на 10 км -180°С, на 12 км - 220° С. Передбачається, що на проектній глибині температура буде близька до 280° С.

Другим прикладом є дані по свердловині, закладеній в Північному Прикаспії, в районі активнішого ендеогенного режиму. У ній на глибині 500 м температура виявилася рівною 42,2°С, на 1500 - 69,9°С, на 2000 - 80,4°С, на 3000 м - 108,3°С.

Яка ж температура в глибших зонах мантиї і ядра Землі? Більш менш достовірні дані отримані про температуру шару **В** верхньої мантиї.

Питання про розподіл температур в мантиї нижче прошарку **В** і ядрі Землі ще не вивчене і тому висловлюються різні гіпотези. Можна лише передбачити, що температура *з глибиною збільшується* при значному зменшенні геотермічного градієнта і збільшенні геотермічного ступеня. Передбачають, що температура в ядрі Землі знаходиться у межах 4000-5000° С.

Запитання для самоконтролю

1. Що є геофізичними полями Землі?
2. Що таке нормальне значення сили тяжіння, редукція і аномалії сили тяжіння?
3. У чому відмінність сили тяжіння та прискорення сили тяжіння?
4. Дайте характеристику аномалій Фая і Буге.

5. Яка природа геомагнітного поля?
6. Чим відрізняється постійне магнітне поле від змінного?
7. Що таке магнітосфера і радіаційні пояси?
8. Яка природа магнітних бур і полярних сьайв?
9. Що таке теплове поле Землі?

4 ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ І ЯВИЩА

4.1 Загальна характеристика геологічних процесів

Земна кора з моменту утворення і до наших днів відчуває безупинний вплив двох сил: внутрішніх - ендогенних і зовнішніх - екзогенних.

Ендогенні процеси – це прояв внутрішньої енергії Землі, що виникають у її надрах. До процесів у земній корі, спричинених внутрішніми силами, тобто до внутрішніх процесів, відносяться так звані тектонічні, магматичні і метаморфічні процеси.

Внутрішні геологічні процеси зумовлюють надходження в прошарки земної кори речовини глибинних зон Землі й утворенню корисних копалин глибинного походження.

Внутрішні сили Землі змінюють форми її поверхні, створюють нерівності у виді поглиблень і піднять і тим самим додають контрастність рельєфу і різноманітять його.

Екзогенні процеси відбуваються на поверхні Землі або на невеликій глибині в земній корі.

Джерелами екзогенних сил є сонячна енергія, дія сили тяжіння і життєдіяльність організмів. Зовнішні сили прагнуть згладити нерівності рельєфу, створені внутрішніми силами; вони додають земної поверхні більш-менш рівнинну форму, руйнуючи височини, заповнюючи поглиблення рельєфу продуктами руйнування.

Земна поверхня в будь-який окремий момент свого існування представляє результат «боротьби» внутрішніх і зовнішніх геологічних сил.

У деякі моменти з більшою інтенсивністю діють внутрішні сили, в інші - переважають зовнішні сили. Цим визначається зовнішній вигляд земної поверхні.

Внутрішні і зовнішні процеси відбувалися протягом всієї історії розвитку Землі, вони відбуваються й зараз. Сучасна поверхня Землі безупинно видозмінюється під впливом цих сил.

4.1.1 Ендогенні процеси

До ендогенних процесів відносяться **магматизм, метаморфізм і тектонічні рухи.**

Залежно від характеру руху магми і міри її проникнення в земну кору магматизм поділяють на *поверхневий і глибинний*.

Перший з них називається **вулканізмом** (ефузивним магматизмом), другий - **плутонізмом** (**інтрузивним магматизмом**).

При такому поділі магматизму мають на увазі, що **вулканізм** - це прояв магматизма на поверхні суші і океанічного дна, а **плутонізм** - процеси впровадження магматичних розплавів в ослаблені зони земної кори, заповнення ними порового простору і тріщин, їх кристалізація і утворення глибинних гірських порід.

Магматизм - це комплекс геологічних процесів, пов'язаних з утворенням магми в надрах Землі, її рухом до поверхні Землі і кристалізацією в приповерхневих зонах або на поверхні Землі.

Магма - це високотемпературний силікатний розплав, збагачений леткими сполуками. Леткі - це магматичні гази, серед яких переважають (в порядку зниження концентрації) пари води (до 60-90 %), вуглекислий газ, сполуки азоту (аміак і ін.) та кислі гази (в першу чергу HCl , SO_3 і ін.).

В надрах Землі речовина знаходиться під дією високої температури і тиску. Тиск врівноважує вплив високої температури і тому речовина знаходиться в твердому стані. В разі значного зменшення тиску при утворенні складок або глибинних розломів речовина під впливом високої температури розплавляється з утворенням первинного магматичного осередку.

За системою розломів і зон тріщинуватості під впливом тиску довколишніх порід магма видавлюється до поверхні Землі. Рухаючись вгору, магма не завжди досягає поверхні Землі і утворює в приповерхневих прошарках вторинний магматичний осередок.

Процеси, що проходять у вторинному магматичному осередку і над ним, об'єднуються під загальною назвою *інтрузивний магматизм*. Якщо ж магма, перетворившись на лаву, виходить на денну поверхню, то починаються процеси що називаються *ефузивний магматизм*, або *вулканізм*.

4.1.1.1 Інтрузивний магматизм

Між вулканізмом і плутонізмом є відмінності у формі прояву, в просторі та речовинному складі.

Якщо магма, що вилилася на земну поверхню у вигляді лави, значною мірою *дегазована*, то при застиганні її в земній корі «леткі компоненти» втрачаються лише в невеликій мірі.

Вулканізм і плутонізм - це дві складові частини єдиного ендегенного процесу еволюції і динаміки магматичного розплаву, між якими не лише існує тісний взаємозв'язок, але і можливі будь-які перехідні форми.

Чим ближче до земної поверхні утворюються глибинні магматичні тіла - плутони, тим більше «вулканоподібними» стають пов'язані з ними процеси і структури гірських порід. Процеси ефузивного і інтрузивного магматизму мають велике значення в розвитку Землі.

Магматизм і особливо вулканізм зіграв велику, а можливо і вирішальну роль в утворенні земної кори, гідросфери і атмосфери, а також у виникненні і розвитку життя на Землі.

Діючі вулкани - це природні свердловини, що дозволяють прямо і безпосередньо вивчати земні надра. З вулканізмом тісно пов'язані різні види корисних копалини. В той же час, як і в інші геологічні епохи, вулкани створюють небезпеку катастроф, загрозливих для населення багатьох районів Землі.

Магма утворюється не всюди, вона формується в тих зонах земних надр, де порушується сталий за довгий час тиск і температурний режим. *Це відбувається в результаті дії на гірські породи внутрішніх теплових потоків, фізико-хімічних процесів і тектонічних рухів земної кори.*

У результаті в локальних умовах або зменшується тиск, або збільшується температура. Обидві ці характеристики в земних надрах досягають високих значень, тому їх зміна може привести до раптового переходу вихідної твердої речовини в рідку. Оскільки щільність цього силікатного розплаву менше щільності магматичних і метаморфічних порід, то розплав, рухливий. Рухливість його збільшується ще і за рахунок вмісту в ній газів, і все це зрештою зумовлює впровадження магми в земну кору.

Магма зароджується у верхній мантії і в земній корі. В зв'язку з цим магму поділяють на *мантійну і корову*.

Перша з них утворюється в астеносфері, де відбувається плавлення перидотитових гірських порід і виплавлення з них розплаву, відповідного базальтам (базальтова магма). *Корова* магма утворюється в результаті плавлення осадових і метаморфічних порід і за своїм складом вона відповідає

гранітам (гранітна магма). Залежно від вмісту в магматичному розплаві основної його складової - кремнієвої кислоти, магму поділяють на:

- а) основну (SiO_2 - 53 %),
- б) середню (SiO_2 от 53 до 64 %),
- в) кислу ($SiO_2 > 64$ %).

Основна магма, застигаючи, утворює інтрузивні (плутонічні) або так звані *габброїдні* гірські породи.

Якщо ж магма, проникаючи в ослаблені тектонічними тріщинами зони земної кори (це характерно для межі літосферних плит), досягає земної поверхні, та втрачає гази, її називають *лавою*.

При цьому гази, що містяться в ній, або, принаймні, їх значна частина поступають в атмосферу. Лави, охолоджуючись і застигаючи на поверхні материків і океанічного дна, утворюють вулканічні гірські породи.

Магма утворюється і накопичується у величезних підземних резервуарах - магматичних осередках, серед яких виділяють *первинний* магматичний осередок, де зароджується магма, і *вторинний* магматичний осередок - ділянка земної кори, куди переміщується магма в процесі її міграції.

У магматичному осередку магма може знаходитися тривалий час до тих пір, поки тектонічними тріщинами не буде порушено термодинамічну рівновагу вогнянної-рідкої розплаву. По цих тріщинах розплав направляється догори.

Первинний магматичний осередок розташований глибоко під земною поверхнею. Про це свідчить той факт, що зазвичай вулканічні ланцюги витягнуті над похилими розломами, які мають глибину, що перевищує потужність земної кори магматичних осередків.

Саме у зонах цих розломів народжується магма на тих великих глибинах, де цьому сприяють термодинамічні умови.

Первинні джерела магми знаходяться на глибинах, де температура перевищує 1000 °С. При цьому характерно, що похилий основний розлом представляє собою область стиснення і тому не сприятливий для руху магми з осередку. Сприятливими для підйому магми від глибоких вогнищ до земної поверхні є вертикальні "живлячі" розломи.

Магма поділяється на дві фази - *рідку* (розплав), на яку припадає 88-98 % об'єму магми, і *газоподібну*. Рідка фаза складена з оксидів SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O .

У газоподібній фазі магми переважають пари води і леткі сполуки CO_2 , SO_3 , SO_2 , H_2S , Cl , F , B .

Рух магми різного силікатного складу неоднаковий. Основна магма є рідшою, ніж кисла; вона містить менше газів, піднімається по вивідному

каналу або по тріщинах порівняно спокійно. Кисла густа магма рухається ривками, виділяє величезну кількість газів, що приводить до руйнувань в гірських породах. В русі магма випробовує великі перетворення. Особливо це стосується перерозподілу газів: вони скупчуються у верхній частині магми. Тому кожне виверження вулкана починається з виділення газів.

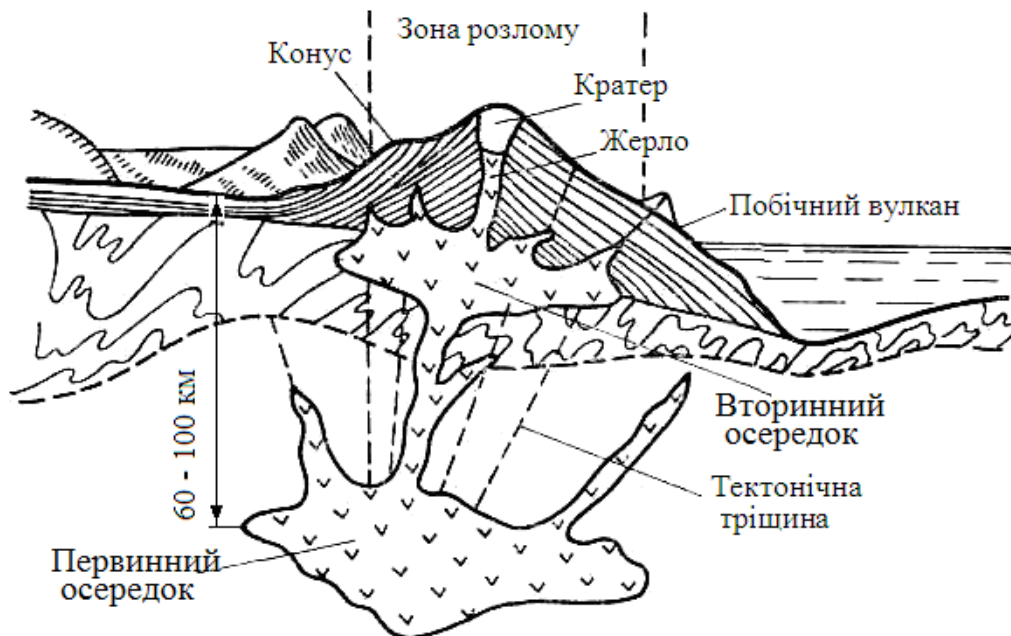


Рис. 4.1 - Елементи вулканічної зони.

Інтрузивний магматизм - це комплекс процесів, пов'язаних з кристалізацією магми у вторинному магматичному вогнищі і в перекриваючих породах.

В міру зниження температури (нижче 1500°C) починається кристалізація розплаву. Деякі вчені вважають, що цей процес починається з процесу ліквідації, тобто розподілу єдиного розплаву на два: силікатний (складає до 98 % об'єму розплаву) та сульфідний.

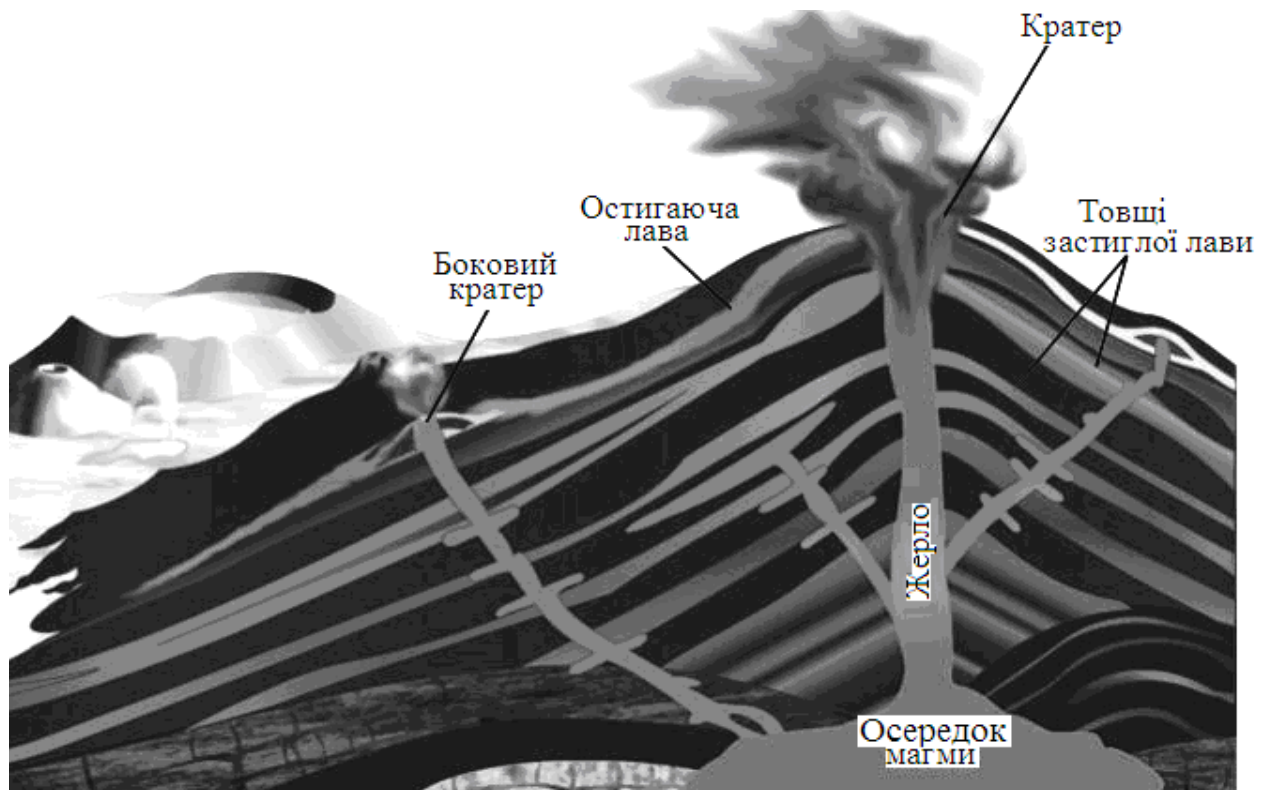


Рис. 4.2 - Елементи вулкана.

Після цього починається процес кристалізаційної диференціації силікатного розплаву. Першими кристалізуються більш тугоплавкі мінерали, які, будучи найбільш важкими, осідають на дно магматичного осередку. Потім починають кристалізуватися менш тугоплавкі мінерали і т. д.

В цілому порядок кристалізації мінералів виглядає так (у міру пониження температури): олівін, піроксени і основний плагіоклаз, амфіболи і середній плагіоклаз, слюда, кварц, мікроклін і кислий плагіоклаз.

В процесі кристалізації з розплаву мінералів склад самого розплаву змінюється. Проте порядок кристалізації мінералів жорстко регулюється законом евтектики.

Евтектика - це розплав, що складається з двох та більше компонентів, який при певних кількісних співвідношеннях цих компонентів, кристалізується при температурах нижчих, ніж температура кристалізації кожного з цих компонентів.

Після кристалізації основної маси розплаву у верхній частині магматичного осередку скупчуються порції найбільш легкоплавкої (гранітної) евтектики, надзвичайно збагаченої леткими сполуками. Процес її кристалізації (1200-800°C) у кривлі магматичного осередку в тріщинах

перекриваючих порід називається *пегматитовим*.

Пегматит за складом відповідає гранітам. Від гранітів він відрізняється специфічною формою тіл (пегматитові жили), великою кількістю мінералів, що містять в своєму складі воду, крупними, іноді гігантських розмірів кристалами.

Після закінчення пегматитового процесу від вторинного магматичного осередку вгору по зонах тріщинуватості спрямовуються леткі сполуки, що виділилися з магматичного розплаву. Ці високотемпературні (800-500°C) гази дуже агресивні і здатні переносити в розчиненому вигляді велику кількість матеріалу (у вигляді газового розчину).

У міру зниження температури при наближенні до поверхні Землі відбувається процес кристалізації мінералів з газових розчинів, який називається *пневматолітовим*.

Проникаючи у вищі шари (у яких температура знижується до 500°C), газовий розчин переходить в рідку фазу, утворюючи гідротермальний розчин. Перехід в рідку фазу при таких високих температурах можливий тому, що концентрація мінеральної речовини в розчині дуже висока. У міру зниження температури від 500 до 100°C відбувається процес кристалізації мінералів з гідротермального розчину. Цей процес називається *гідротермальним*.

Після закінчення гідротермального процесу залишаються термальні розчини, які циркулюють поблизу денної поверхні або виходять на поверхню Землі у вигляді *термальних джерел*.

4.1.1.2 Ефузивний магматизм, або вулканізм

Вулканізм представлений комплексом процесів, пов'язаних з виходом лави на денну поверхню і її кристалізацією або затвердінням називається *ефузивним магматизмом*.

Магма в глибині Землі знаходиться під дією високого тиску в породах. Високий тиск утримує магматичні гази в магмі. У міру наближення магми до денної поверхні тиск довколишніх порід поступово зменшується. Під впливом високого внутрішнього тиску починається процес дегазації магми, тобто виділення магматичних газів. В результаті цього процесу магма поступово перетворюється на лаву.

Гази, що виділилися, мобільніші, ніж лава, і рухаються до поверхні Землі попереду лави. Відповідно першими і виходять на денну поверхню.

Будь-яке вулканічне виверження починається з порівняно тривалого виділення газів, яке може бути спокійним, але найчастіше вибуховим.

Вулканами називають геологічні утворення у вигляді конусоподібних гір або куполоподібних височин.

На вершині вулкана розташоване воронкоподібне поглиблення - **кратер**. Від кратера вглиб Землі йде **жерло** - вертикальний канал, по якому магма з магматичного осередку піднімається до поверхні (рис.4.2).

Продукти виверження поділяють на три типи:

*газоподібні,
тверді,
рідкі.*

Газоподібні продукти вулканічної діяльності визначати дуже складно. Це пояснюється рядом причин, серед яких важливе місце має надзвичайно висока температура у вулканічних кратерах (більш 1100—1200°C) і токсичність газових виділень, можливе забруднення проб водами неглибоких горизонтів і атмосферним повітрям і інші ускладнюючі обставини.

До недавнього часу вважалося, що більше 99% вмісту всіх газових вулканічних вивержень, *доводиться на водяну пару, азот і кисень.*

Проте дослідження вулканічних вивержень протягом довгого часу з безперервною фіксацією змін складу газових виділень, відібраних, безпосередньо з магми, показують, що майже завжди вміст пари води складає менше 50 %, а велику питому вагу має вуглекислий газ.

Вулканічні гази містять також хлористий водень **HCl**, фтористий водень **HF**, діоксид сірки **SO₂**, триоксид сірки **SO₃**, сірководень **H₂S**, газоподібну сірку **S**, оксид вуглецю **CO**, водень **H₂**, азот **N₂**, метан **CH₄**, аміак **NH₃**, борну кислоту **H₃BO₃**, а також супутні ним хлориди лужних металів і заліза і інші хімічні елементи. Саме ці гази, хоча їх міститься значно менше, ніж водяної пари і вуглекислого газу, мають найважливіше значення в механізмі вулканічних вивержень.

Тверді продукти виверження утворюються, як правило, при потужних газових вибухах. Залежно від розміру уламків розрізняють:

*вулканічний попіл (до 0,5 мм),
вулканічний пісок (до горошини),
лапілли (до 3 см),
вулканічні бомби (від 3см до 5м).*

Виділяють два типи вулканічних бомб: гострокутні уламки кратера і навіть конуса вулкана і каплеподібні (затверділі на льоту викинуті при вибуху порції лави).

Рідкі продукти виверження представлені лавою.

Залежно від вмісту кремнезему (**SiO₂**) лаву поділяють на

*кислу (SiO₂ більше 65%),
середню (SiO₂ від 65 до 52%),*

основну (SiO_2 від 52 до 40%),
ультраосновну (SiO_2 менше 40%).

Вулкани розрізняються за **рядом ознак**: морфологією, їх розміщенням на поверхні Землі, періодичністю, типами та складом вулканічних вивержень.

За морфологічними ознаками виділяють вулкани **центрального типу і тріщинні вулкани**.

Перші з них є конусоподібними або куполоподібними горами або горбами, складеними вулканічними продуктами. Первинний магматичний осередок знаходиться у верхній мантії на глибині 60 км і більше, вторинний - на меншій глибині. Висота конуса вулкана залежно від його віку зазвичай змінюється від перших сотень метрів (молоді вулкани) до 5000-6000 м (старі вулкани).

Найвищими вулканами Землі є вулкани Анд (наприклад, вулкан Аконкагуа висотою 6960 м) і деяких островів Тихого океану (наприклад, вулкан Мауна Лоа на Гавайських островах разом з підводним продовженням має висоту 8766 м). Схили вулканічних конусів зазвичай порізані глибокими ярами екзогенного походження - барранкосами (від ісп. *бар-ранко* - яр, ущелина).

Після сильних вивержень на поверхні основних схилів утворюються невеликі так звані паразитичні конуси уздовж тріщин. Таких конусів-може бути десятки (наприклад, в Ключевській сопці на Камчатці - 60) і сотні (в Етни - 300).

Правильна форма конуса у вулканів буває рідко: вона порушується зривом вершини основного конуса при сильних вибухах, просіданням вулканічного підняття. В ході таких порушень утворюються різні типи вулканічних надбудов у вигляді кальдер, сомми, маар, діатрем або трубок вибуху.

У центральній частині вулканічних конусів розташовуються величезні поглиблення - **кратери**. Їх морфологія залежить від характеру вивержень вулканів, але вони завжди мають вигляд улоговини з пологими (маари) або обривистими (кальдери) стінками. Дно кратерів найчастіше є застиглою лавою.

За розміщенням на поверхні Землі вулкани поділять на **наземні і підводні**.

Наземні розташовуються вздовж глибинних розломів по океанічному побережжю материків, на острівних дугах і океанічних островах.

Підводні вулкани знаходяться на океанічному дні і серединно-океанічних хребтах. Для цих вулканів, що розрізняються типом виверження, завжди характерне утворення величезних хвиль, які розходяться по водній

поверхні від центру виверження. Нерідкі випадки такого наростання конусів підводних вулканів, що з деяким часом вони стають наземними вулканами або утворюють вулканічні острови (Азорські, Гавайські, Курильські, Тіру і ін.).

Вулкани діють **періодично** з перервами між виверженнями *від місяців до сотень років*.

Залежно від активності всі вулкани поділяють на **діючі, затухаючі і згаслі**.

До **діючих** відносять вулкани, виверження яких відбувалися на очах людини раніше, періодично спостерігаються в даний час і можливі в майбутньому.

Затухаючі вулкани - це ті, діяльність яких відбувалася в дуже давні історичні часи, але які можуть відновити своє виверження (вулкани Ельбрус, Казбек, вулкани Датунської групи в Китаї і ін.).

Діяльність **згаслих вулканів** відноситься до доісторичного періоду та їх відновлення неможливе.

Під впливом ерозійних процесів конуси згаслих вулканів руйнуються або просідають в порожнечі, що утворилися під ними. На місці колишніх вулканів залишаються кільцеві структури з виходом інтрузивних порід в жерлі вулкана.

За характером вивержень вулкани поділяють на три категорії: **лавову, змішану і газово-вибухову**.

Характер вивержень залежить в основному від складу лави, кількості і активності газів і деяких характеристик вулканічного апарату.

Кожна категорія вулканів включає ряд їх типів, що розрізняються властивостями лави. Типи вулканів, найчастіше названі по найбільш характерному, еталонному вулкану.

Виверження багатьох вулканів впродовж всієї їх діяльності відбувається за певним типом. Частина вулканів починають своє виверження за типом лавової або змішаної категорії, а закінчують газово-вибуховим. Все визначається зміною, складом магми в магматичному осередку та її «запасом».

Розглянемо основні характеристики всіх трьох категорій вулканів. Серед сучасних вулканів, що діють, переважають вулкани змішаної і газово-вибухової категорій.

Лавова категорія вулканів була характерна для минулих геологічних періодів. Особливо це відноситься до площадкового типу виверження вулканів, який відбувався спокійно, без вибухів і викидів твердих продуктів. Гази і лава викидалися або уздовж глибинних розломів завдовжки в декілька десятків кілометрів (вулкани тріщин), або через центральні вивідні канали

(площадкові вулкани і вулкани гавайського типу).

Основна лава в цих виверженнях переважала, вона розтікалася на величезні відстані від тріщини або центру, утворюючи лавові покриви (вулкани тріщин) або лавові озера (площадкові вулкани) величезних розмірів. Рідкі базальтові лави площадкових вулканів займали площі в сотні тисяч і навіть мільйони квадратних кілометрів і часто створювали покриви потужністю в сотні метрів (наприклад, сибірські трапи мають потужність близько 700 м). Такі покриви окрім Сибірської платформи є на Деканському плоскогір'ї в Індії, в Південній Америці і Африці.

Змішана категорія вулканів характеризується викидом на земну поверхню всіх продуктів вулканічних вивержень - газоподібних, рідких і твердих.

Конуси вулканів високі, мають правильну форму і складаються з продуктів рихлих вулканічних викидів, що перешаровуються із застиглою лавою кислого складу. Через шаруватість конуса ці вулкани називаються **стратовулканами** (від лат. stratum - прошарок).

У цій категорії при виверженні вулканів спочатку виходять гази, потім виливається лава і починається тривала вулканічна діяльність (періодичні викиди газів, гарячої водяної пари, дія термальних джерел). Магматичні осередки вулканів розташовані близько до поверхні Землі і тому виверження відбуваються досить часто.

Виверження вулканів починаються або з невеликих вибухів, що супроводжуються викидами газів або уламків (стромболіанський тип), або із землетрусів (вульканський і етно-везувіанський типи). Потім йде вилив невеликої порції базальтової лави з температурою 1050-1100°C (стромболіанський тип) або починається серія вибухів з викидами газів і вулканічних уламків і вилив лави середнього складу (етно-везувіанський тип). До змішаної категорії вулканів відносяться вулкани п-ова Камчатки (Плоский Толбачек, Авачинська сопка, Шивелуч та ін.), Курильських островів, Японії і Південної Америки.

Газово-вибухова категорія вулканів характеризується майже повною відсутністю лави.

Виверження пов'язані з кислою або середньою магмою, що знаходиться в глибоких магматичних осередках, звідки вона не завжди досягає земної поверхні. Цій категорії вулканів властиві дуже потужні газові вибухи, що супроводжуються викидом величезної кількості твердих продуктів.

Зазвичай лава не виливається, а повільно видавлюється, утворюючи обеліски і колони, які, охолоджуючись, руйнуються і тим самим нагромаджують уламковий конус. Виверження вулканів супроводжуються поширенням вниз по схилу конуса величезної маси газів і уламків, що

скочуються з швидкістю до 150 м/с і спалюють все на своєму шляху (пелейський тип); відбуваються сильні підземні поштовхи, при вибухах руйнується майже весь конус і утворюється *кальдера* - *овальне або кругле казаноподібне поглиблення у вершині вулкана*. До газОВО-вибухової категорії відносяться вулкан Безіменний на Камчатці, вулкани о-ва Яви (, Хібок-Хібак на Філіппінах, Лемінгтон в Новій Гвінеї та ін.

Післявулканічні явища.

Після загасання вулканічної діяльності ще тривалий час спостерігається ряд характерних явищ, які вказують на активні процеси, що продовжуються в глибині.

На першій стадії після виверження тривалий час виділяються *фумароли* (вулканічні гази, по складу близькі до магматичних). Температура фумарол досягає 600 - 650°C.

Пізніше поступово починають діяти *гейзери* (пароводяні фонтани, що періодично діють). Температура гейзера в грифоні досягає 90-98°C, а в глибині каналу вона значно вище і температура гейзера в грифонові досягає 125-150°C.

У певний момент в глибині починається інтенсивне паротворення, яке наводить до викиду фонтана гарячої води. Висота фонтана інколи досягає 50 метрів. Вода гейзерів містить в розчиненому стані різні мінеральні солі, зокрема, велика кількість кремнезему. Інколи в районі гейзерів утворюються великі скупчення гейзериту (крем'янистого туфу). Часто в районі діяльності гейзерів утворюються грязьові вулкани - конуси заввишки до одного метра, складені шарами грязі (суміш гейзерної води і попелу).

Після припинення діяльності гейзерів ще довгий час спостерігаються виходи багаточисельних гарячих джерел, званих термальними джерелами.

Вулкани певного періоду історії Землі (зокрема, сучасні вулкани, що діють) розташовуються на поверхні Землі закономірно, утворюючи ***вулканічні зони*** лінійної форми.

Прикладом таких зон можуть служити Камчатська, Японська, Індонезійська та інші зони. Вулканічні зони часто групуються в крупніші структури лінійної форми, утворюючи глобальні вулканічні пояси.

Виділяють ***три типи глобальних вулканічних поясів***:

1. Пояси, розташовані на межі океанів і континентів. До цього типу відносяться *Тихоокеанське вогняне кільце*, *Середземноморсько-Індонезійський і ін. поясу*.

2. Пояси, пов'язані з рифтовими долинами серединноокеанічних

хребтів. Тут поширені майже виключно підводні вулкани. Лише в Ісландії і на Гавайських островах вершини вулканів піднімаються над поверхнею океану.

3. Пояси, приурочені до континентальних рифтових систем. Найбільш крупна - рифтова система східної Африки.

В результаті магматизму утворюються магматичні гірські породи.

4.1.1.3 Метаморфізм

Метаморфізм - це один з ендогенних процесів, які відбуваються за рахунок внутрішньої енергії Землі.

Під **метаморфізмом** розуміють перетворення і перекристалізацію гірських порід в твердому стані без зміни хімічного складу породи під впливом чинників метаморфізму.

Якщо в такому перетворенні відбуваються привнесення і винесення хімічних елементів (зміна хімічного складу породи), то процес вже називається *метасоматозом*.

Метаморфізму піддаються всі типи порід. При метаморфізмі магматичних або метаморфічних порід утворюються ортопороди (ортосланець, ортогнейс). Результат метаморфізму осадових порід - парапороди (парасланці, парагнейси).

Головними чинниками метаморфізму є:

1. висока температура (від 100 до 1500°C).
2. високий тиск:
 - а) петростатичне - всесторонній тиск довколишніх порід;
 - б) струс – однобічно направлений,
3. легкі хімічно активні речовини, головним чином магматичні газові і гідротермальні розчини (H_2O , CO_2 , NH_3 , кислі гази - HCl , SO_3 і ін.).

Виділяються *два основні типи метаморфізму - регіональний і контактний.*

Регіональний метаморфізм виявляється на величезних площах протягом десятків і сотень мільйонів років. Джерело енергії - внутрішня енергія Землі.

Контактний метаморфізм виявляється на значно менших площах (на контакті з магматичними осередками) і в короткий час. Джерело енергії - магматичний осередок. Контактний метаморфізм нерідко переходить в метасоматоз.

В межах цих типів залежно від чинників метаморфізму виділяють **термальний** метаморфізм (переважає дія температури), **динамометаморфізм** (переважає дія тиску) і **гідротермальний**

метаморфізм (переважає дія летких сполук).

Як тільки зростає вплив метаморфізму відбувається перерозподіл хімічних елементів породи між мінералами. При цьому колишні мінерали, стійкі в колишніх умовах, заміщуються новими мінералами, стійкими в нових умовах. Якщо це заміщення йде на фоні підвищення ступеня метаморфізму, то метаморфізм називають *прогресивним*, а якщо знижується ступінь метаморфізму - *регресивним*.

Окремі етапи, що характеризуються певною мірою метаморфізму, називаються *фаціями метаморфізму*. На кожній фації формується певний комплекс мінералів (парагенезис), стійких в умовах цієї фації.

В міру посилення ступеню метаморфізму виділяють: низькотемпературну фацію зелених сланців, середньотемпературну епідот – амфіболітову фацію і високотемпературну - гранулітову фацію. Часто температура досягає значень, при яких починається часткове, а інколи і повне розплавлення породи.

Ці умови відповідають фації ультраметаморфізму, при якому метаморфічна порода поступово перекристалізується в граніт. При діафорезі перетворення порід йде в зворотному порядку.

В результаті метаморфізму утворюються *метаморфічні гірські породи*.

4.1.2 Тектонічні рухи

Тектонічні рухи або рухи земної кори є однією з форм ендегенних процесів, що відбуваються за рахунок внутрішньої енергії Землі.

Тектонічні рухи *за масштабом і часом прояву, а також швидкістю руху* поділяють на *епейрогенічні* і *орогенічні*.

Епейрогенічні (сушоутворюючі) рухи виявляються на величезних площах протягом десятків і сотень мільйонів років з швидкістю приблизно 2-3 сантиметри в рік. В результаті їх змінюються контури материків і океанів.

Орогенічні (горотворні) рухи виявляються на менших площах протягом мільйонів і десятків мільйонів років з швидкістю до 10 сантиметрів на рік. В результаті їх виникають гірські системи.

Менш масштабні тектонічні рухи поділяють на три основні типи:

1. **Колівальні**, виражаються в повільних підняттях або опусканнях ділянок земної кори.

2. **Складкоутворюючі**, що приводять до того, що зминають прошарки земної кори в складки.

3. **Розривоутворюючі**, що приводять до утворення розривів в земній

корі та в деяких випадках до зсуву по них окремих блоків.

Всі типи тектонічних рухів проявляються одночасно і взаємопов'язані. Але в конкретних ділянках земної кори переважає той або інший тип тектонічних рухів.

4.1.2.1 Коливальні тектонічні рухи

Ці рухи за часом поділяють на *сучасні, новітні і рухи минулих геологічних епох.*

Сучасні тектонічні рухи виявилися в історичний час на пам'яті людства і продовжуються й зараз. Як приклад можна привести опускання території Голландії і підняття території Швеції і Фінляндії, що примикають до Ботнічної затоки.

Серед методів вивчення сучасних рухів виділяють *історичний, геолого-геоморфологічний, метод водомірних вимірів і геодезичний.*

Історичний метод заснований на спостереженнях за спорудами людини. Зокрема, в Голландії в X-XI століттях для захисту від наступання моря стали насипати греблі. Зараз висота цих гребель досягла 15 метрів. У Швеції і Фінляндії, навпаки, море відступає, і портові споруди виявилися далеко від берега Ботнічної затоки.

Геолого-геоморфологічні методи - це в основному непрямі методи. На підняття вказують берегові вали, абразивні і акумулятивні тераси, підняті над водою хвилерізні ніші, що знаходяться на відстані від води. На опускання території вказують затоплені берегові вали і тераси, інтенсивна абразія, занурені під рівень морів гирла річок.

Методом водомірних вимірів за допомогою футштоків (чавунних, дерев'яних або бронзових дощок, встановлених вертикально на нерухомій основі) проводиться систематичне спостереження за рівнем водоймища. Останнім часом ці спостереження проводять за допомогою самописного приладу *мареографа.*

Геодезичний, або метод повторної нівеляції, є найбільш точним і надійним. Для цього закладаються в окремих пунктах (містах, селищах) постійні репери і точно визначається їх абсолютна висота. При повторній нівеляції встановлюється зміна абсолютної висоти цих реперів, що дозволяє судити про коливальні рухи території, що вивчається.

Новітні тектонічні рухи відбувалися в неогеново-четвертинний період (останні 25 мільйонів років історії Землі). Наука, що їх вивчає, називається *неотектонікою.* Новітні тектонічні рухи ґрунтовно вплинули на основні риси сучасного рельєфу.

Серед методів вивчення новітніх рухів виділяють: *геоморфологічний,*

метод вивчення річкових терас і річкових долин і геологічний.

Геоморфологічні методи засновані на вивченні форм рельєфу, древніх берегових ліній і морських терас.

Території гірських країн і височин зазнавали висхідні тектонічні рухи, а території прогинів і низовин - низхідні рухи. У берегових зонах морів є декілька морських терас, які утворюються при підніманні суші або при опусканні рівня моря. Кількість терас відображає кількість тектонічних рухів, а висота терас - амплітуду цих рухів. Окрім терас інколи спостерігаються древні берегові лінії - залишки хвилерізних ніш, що збереглися, берегових валів. Положення їх відносно рівня сучасного водоймища дозволяє судити про характер тектонічних рухів.

У долинах річок спостерігаються річкові тераси, які утворюються в результаті опускання території. Кількість і висота річкових терас також несуть інформацію про кількість фаз і амплітуду опускання території. При опусканні території в річковій долині посилюється донна ерозія, і річкова долина стає близькою до *V-подібної*. При підніманні території навпаки посилюється бічна ерозія, і річкова долина прагне придбати *ящикоподібну* форму.

Геологічний метод застосовується в сукупності з геоморфологічним. Зокрема, вивчення геологічної будови терас, співвідношення різних фацій алювію дає можливість судити про характер тектонічних рухів. На ділянках, що зазнають підняття, формуються ерозійні (цокольні) тераси, а на тих, що зазнали опускання - акумулятивні.

Велику допомогу при вивченні тектонічних рухів надає вивчення коралових рифів. При швидкому опусканні дна океану корали гинуть, а при повільному опусканні корали встигають нарощувати риф. У Тихому океані в районі Маршаллових островів встановлені рифи потужністю до 1200 метрів.

Для вивчення тектонічних рухів древніх (донеогенових) геологічних епох використовуються два основні геологічні методи: *метод аналізу фацій* і *метод аналізу потужностей*.

Метод аналізу фацій заснований на вивченні складу порід і їх зміні в розрізі. При *трансгресії* (наступання) моря формується трансгресивна серія порід, в якій в основі розрізу залягають мілководні відклади, а вище по розрізу - вже більш глибоководні. У регресивній серії порід, навпаки - в низах розрізу залягають найбільш глибоководні осади.

Присутність на дні моря типово - континентальних утворень (болотних, річкових, кори вивітрювання) свідчить про значне опускання території. А наявність на континенті морських утворень (наприклад, коралових рифів) говорить про піднімання території.

Метод аналізу потужностей (товщина пластів) гірських порід дозволяє встановити не лише напрям руху, але і його амплітуду. Зокрема, відсутність відкладів говорить про те, що територія була областю денудації, тобто зазнавала піднімання. А наявність відкладів свідчить, що територія була областю акумуляції, тобто відбувалося опускання. Великі потужності відкладень свідчать про велику амплітуду опускання і навпаки.

Використовується також метод стратиграфічних перерв. Відсутність в розрізі відкладів будь-якого періоду історії Землі говорить про піднімання території в цей період.

4.1.2.2 Складкоутворюючі тектонічні рухи

Складчасті (складкоутворюючі) рухи викликають зв'язані або пружно-пластичні деформації гірських порід без порушення суцільності цих порід. Ці рухи приводять до того, що зминають прошарки порід в складки. Складчасті порушення охоплюють всі типи порід, але найвиразніше виявляються в осадових породах.

Осадові породи в більшості утворилися на вирівняному дні океану, де незрушені прошарки залягали горизонтально або майже горизонтально. Під впливом тектонічних рухів залягання порід порушується і виникають нові структурні форми. Найбільш простою формою тектонічних зрушень є моноклінне залягання пластів. При цьому всі пласти одноманітно (під одним кутом) спадають в одному напрямі. Така форма називається **монокліналлю**.

Розташування пластів в просторі визначається *елементами залягання*.

Лінія простягання - це лінія перетину площини пласта з горизонтальною площиною.

Лінія падіння - це лінія перетину площини пласта з вертикальною площиною. Вона відповідно перпендикулярна лінії простягання.

Кут падіння - це кут перетину лінії падіння і горизонтальної площини.

Напрями простягання і падіння пластів по сторонам горизонту називаються *азимутом простягання* і *азимутом падіння* і вимірюються в румбах (наприклад, північний схід) і градусах.

Найбільш поширеними формами складчастих зрушень є **складки**. Серед них виділяють два основні типи: **антикліналі** (прошарки вигнуті вгору) і **синкліналі** (прошарки увігнуті вниз).

У кожній складці виділяються наступні елементи: *ядро* - внутрішня частина складки, *замок* - місце перегину пластів, *крила* - бічні частини

складки, *шарнір* - що сполучає точки максимального перегину лінія.

За різними ознаками виділяються різні *типи складок*.

Зокрема, по протяжності виділяють *лінійні складки* (увігнуті синкліналі і опуклі антикліналі), в яких довжина у багато разів перевищує ширину.

Виділяються брахискладки або укорочені складки (довжина їх лише в два - три рази перевищує ширину). В куполів (опуклих) і мульд (увігнутих) довжина близька до ширини.

Як правило, складки групуються, утворюючи сукупність складок, яка називається *складчастістю*. Зони складчастості характеризуються крупними, часто глобальними розмірами (до десятків і сотень кілометрів завширшки і до сотень і тисяч кілометрів в довжину).

Виділяють *два типи таких глобальних складок*.

Синекліза (увігнута) і *антекліза* (опукла) - це глобальні складки простої будови з малими кутами падіння крил. Ці складки є типовими тектонічними елементами платформ.

Синклінорій і *антиклінорій* - це багатоскладчасті споруди в цілому увігнутої і опуклої форми. Ці складки є типовими тектонічними елементами геосинклінальних областей.

До глобальних складчастих структур слід віднести передгірні (краєві) прогини, що формуються на межі платформ і геосинкліналей.

4.1.2.3 Розривноутворюючі тектонічні рухи

При зміні залягання пластів гірських порід в ході тектонічних рухів нерідко суцільність порід порушується. Утворюються розривні зрушення, які поділяють на дві групи: *розриви без зсуву* гірських порід і *розриви із зсувом* гірських порід.

До першої групи відносяться тріщини і зони тріщинуватості лінійної форми.

За кутом падіння виділяють слабонахилені, пологопадаючі, крутопадаючі і вертикальні тріщини.

За механізмом утворення розрізняють *тріщини відриву* і *тріщини сколювання*.

До другої групи відносяться тектонічні зрушення, які характеризуються зсувом пластів гірських порід. У кожному такому порушенні виділяють тріщину, по якій відбувається зсув, і крила - це зміщені частини пластів порід по обидві сторони від неї. Важливим показником є величина зсуву, або *амплітуда*. Розрізняють амплітуду видиму (по вертикалі) і достеменну (перпендикулярно до контактів шарів).

Найбільш поширеними типами розривних зрушень є *скиди* (висяче крило нижче лежачого), а також *насуви* (висяче крило вище лежачого).

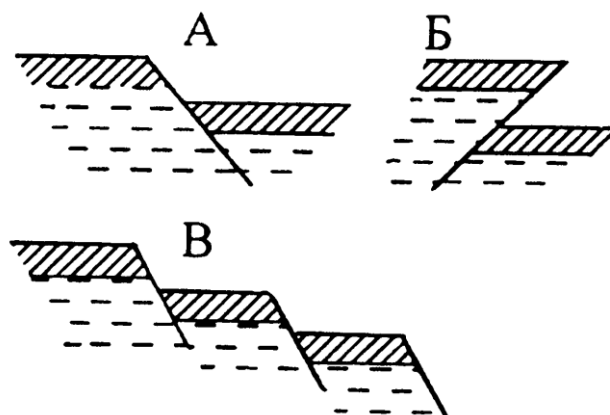


Рис.4.3 - Уступи рельєфу, утворення результатів розривних зрушень:
А - скид; Б - насув; В – східчастий скид

Виявляються також зрушення, при якому зсув порід відбувається в горизонтальній площині. У природі, як правило, формуються системи розривних зрушень різного типу і досить крупних, часто глобальних розмірів.

Крупні системи (шириною кілометри і перші десятки кілометрів, а довжиною десятки і перші сотні кілометрів) представлені *грабенами*, *горстами* і *східчастими скидами*. Вони відрізняються тим, що середній між двома розломами блок в грабені опущений, в горсті- піднятий, а в східчастому скиді окремі блоки між двома і більш розломами утворюють рівні уступи.

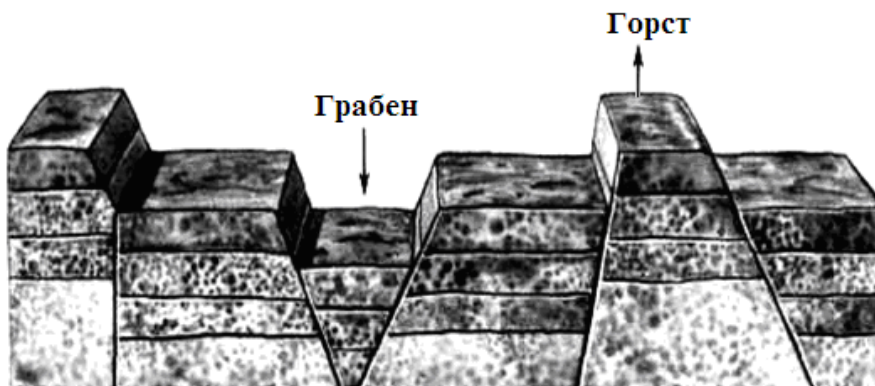


Рис.4.4 – Утворення грабена, горсту

Глобальні розривні зрушення представлені *глибинними розломами, рифтами і авлакогенами*.

Глибинні розломи характеризуються великою глибиною закладення (до 400 кілометрів) і великою тривалістю розвитку (десятки і сотні мільйонів років). Глибинні розломи поділяють земну кору на окремі глиби або блоки.

Рифти за формою аналогічні грабену, від якого відрізняються великими розмірами. Рифти, як правило, групуються з утворенням глобальних рифтових систем лінійної форми. Найбільш крупні - рифтові системи серединно-океанічних хребтів. Континентальні рифтові системи дещо поступаються їм за розмірами.

Авлакоген - це схований, тобто заповнений осадовими і вулканогенними породами, колишній рифт.

Вивчення тектонічних рухів і тектонічних структур має велике як теоретичне (дозволяє відновлювати природні умови минулих геологічних епох), так і практичне значення. Більшість родовищ корисних копалин приурочена до зон тектонічних зрушень. Вивчення тектонічних структур необхідне для правильного розміщення гірських виробок при розробці родовищ, при будівництві крупних гідротехнічних споруд і ін.

4.1.2.4 Землетруси

Землетрус - катастрофічне явище природи, яке забирає багато людських життів і має значні руйнування в містах і селах. Тому знання про землетруси і уміння їх передбачати мають велике значення. Проте наукові дослідження землетрусів стали проводитися порівняно недавно.

Наука, що вивчає землетруси, називається *сейсмологією*.

На території колишнього СРСР діяло більше 100 сейсмічних станцій. Зараз багато сотень сейсмостанцій вивчають землетруси по всій поверхні Землі.

Землетрус - це особливий вигляд тектонічних рухів, що виражається в раптових підземних поштовхах і струсі тієї або іншої ділянки земної кори.

При сильних землетрусах не лише руйнуються споруди людини, але і відбуваються зсуви і обвали, утворюються великі тріщини в землі і навіть змінюється форма рельєфу.

При землетрусах дна океану відбувається моретрясіння, які нерідко приводять до утворення *цунамі* (гігантських хвиль, що досягають при наближенні до берега висоти до 30 метрів).

Цунамі складають велику небезпеку для жителів узбережжя і островів.

При тектонічних рухах пласти гірських порід прогинаються і в місці їх перегину накопичується потенційна енергія. Коли кількість накопиченої потенційної енергії перевершує міцність пластів, потенційна енергія переходить в кінетичну. Пласти порід розриваються з сильним струсом. При цьому виникають пружні коливання частинок порід (сейсмічні хвилі).

Сейсмічні хвилі поширюються в глибинах Землі з близькими до космічних швидкостями (від 3 до 14 кілометрів в секунду). *Швидкості подовжніх хвиль децю більші, ніж поперечних.* І ті й інші хвилі зменшують швидкість в менш щільній породі і збільшують - в щільнішій.

Причому якщо *подовжні хвилі проходять в середовищах будь-якого агрегатного стану* (твердих, рідких і газоподібних), то *поперечні проходять лише крізь тверді тіла.* У рідинах і газах поперечні хвилі затухають.

Окрім вищеназваних відзначають також поверхневі (L) хвилі, які виникають на поверхні Землі. Швидкості їх невеликі, але поблизу епіцентру вони інколи заподіюють будівлям істотні шкода.

Місце в земній корі або верхній мантії, де виник підземний удар, називають **осередком землетрусу.**

В центрі осередку розташований **гіпоцентр.**

Проекція гіпоцентру на поверхню Землі називається **епіцентром.**

Область на денній поверхні, в межах якої землетруси досягають найбільшої інтенсивності, називається **плейстосейстовою областю.**

Землетруси вивчають на сейсмічних станціях, на яких встановлюють сейсмографи. Сейсмограф за допомогою самописця цілодобово фіксує пружні коливання, що приходять на станцію. Запис струсів ґрунту називається сейсмограмою. На кожній станції зазвичай встановлюються три сейсмографи: два горизонтально (по меридіану і паралелі) і один вертикально. Горизонтальні сейсмографи вказують напрям на епіцентр, а все три - напрям на гіпоцентр землетрусу. Свідчення декількох станцій дозволяють точно визначити положення як епіцентру, так і гіпоцентру кожного землетрусу.

За результатами роботи сейсмостанцій складаються карти епіцентрів землетрусів з позначенням на них глибин і сили землетрусів. Ці карти незамінні при прогнозі землетрусів.

Осередки *землетрусів розташовуються на глибинах до 700 кілометрів, тобто в земній корі і верхній мантії.* Причому велика частина осередків зосереджена на глибинах до 40 кілометрів.

Із збільшенням глибини **гіпоцентру** їх кількість різко зменшується.

Сила землетрусу змінюється в широких межах.

Для визначення сили землетрусу застосовуються *дві шкали*.

На території СНГ застосовується **12-бальна шкала**, яка заснована на характері руйнувань.

Землетрус силою **4 бали** відчувається багатьма людьми, коливаються відкриті вікна і двері.

При землетрусі в **7 балів** обсипається штукатурка, з'являються тріщини в цегельних стінах і димарях.

При землетрусі в **10 балів** обрушуються будівлі, виникають тріщини в ґрунті шириною до метра, відбуваються зсуви і обвали.

Використовується **шкала Ріхтера**, заснована на розрахунку *енергії землетрусу*.

У шкалі Ріхтера запропонована величина *магнітуда* (цифра, що відображає енергію землетрусу).

За нуль прийнята енергія найслабкішого землетрусу. У 100 разів сильнішому землетрусу відповідає магнітуда одиниця. Ще в 100 разів більшому - магнітуда два і т. д.

Прямого зв'язку між магнітудою і силою за 12-бальною шкалою немає. *Встановлена зворотна залежність між силою землетрусів і їх кількістю*.

Слабких землетрусів силою 4 бали фіксується в середньому до 100 тисяч на рік, сильних 6-бальних, - близько 1300 в рік, а руйнівних - силою 10 балів всього в середньому три на рік.

Вивчення землетрусів показало, що їх *гіпоцентри* і відповідно *епіцентри* розташовані закономірно. Вони утворюють сейсмічні області, які групуються в глобальні сейсмічні зони лінійної форми.

Виділяють **чотири типи сейсмічних зон**.

Перший - це *зона на межі океанів і материків*. Прикладом може служити Тихоокеанське сейсмічне кільце, Середземноморська і Індонезійська зони.

Другий тип - це *зона рифтової долини серединноокеанічних хребтів*, в якій виявляються виключно моретрясіння.

Третій тип - це *зони континентальних рифтових систем*, найбільш великої з яких є Східноафриканська. До цього типу відноситься і зона Байкальської рифтової системи.

Четвертий тип - це *зони гірських систем, що відроджуються*, в яких посилюється тектонічна активність. Як приклад можна привести Памір, Тянь-Шань, Кордильєри і ін.

Важливу роль в запобіганні наслідкам землетрусів відіграє *прогноз* (передбачення) *землетрусів*. Прогнозуються час, місце і сила землетрусів. Передбачення часу землетрусу дозволяє уникнути великих людських

жертв. Точно передбачити час землетрусу дуже важко, але інколи це вдається по неспокійній поведінці тварин, різкій зміні рівня ґрунтових вод (наприклад, в колодязях), різкій зміні геофізичних параметрів гірських порід.

Прогноз місця і сили землетрусів, що дуже важливе при будівельних роботах і особливо при будівництві крупних гідротехнічних споруд, створюється за допомогою карт епіцентрів землетрусів.

Вивчення землетрусів має величезне практичне значення. Ці знання дозволяють уникнути людських жертв, руйнування споруд людини, здійснювати сейсмостійке будівництво. Сейсмічні хвилі несуть важливу інформацію про внутрішню будову і властивості глибоких частин Землі, сприяють відкриттю родовищ.

4.1.2 Екзогенні процеси

Екзогенні процеси - це комплекс геологічних процесів, що відбуваються на поверхні Землі або у верхніх частинах земної кори, які викликаються і визначаються зовнішньою енергією (в основному енергією Сонця). Енергія Сонця активізує атмосферу, гідросферу і біосферу, які у свою чергу впливають на літосферу. Ця дія виявляється у вигляді екзогенних процесів.

4.1.2.1 Вивітрювання

Вивітрюванням називається сума фізичних, хімічних і фізико-хімічних процесів перетворення гірських порід на поверхні суші під впливом чинників і умов географічного середовища. А.Є. Ферман запропонував цей процес називати *гіпергенезом*, оскільки геологічна діяльність вітру є другорядною частиною процесу вивітрювання.

Вивітрювання - універсальний екзогенний процес. Найактивніше процес вивітрювання йде на поверхні Землі при комплексній дії на гірські породи сонячної радіації, атмосфери, гідросфери і біосфери.

Розділяють **фізичне, хімічне і біологічне вивітрювання**.

Фізичне вивітрювання - це процес механічного руйнування гірської породи без зміни мінерального складу. Порода руйнується під дією добових і сезонних коливань температури. Найінтенсивніше це відбувається в пустелях. Особливо швидко руйнуються багатомінеральні породи, оскільки коефіцієнти розширення різних мінералів розрізняються. У полярних і приполярних широтах, а також в горах руйнування порід відбувається при розклинюючій дії замерзаючої води. Подібна дія

відбувається при кристалізації солей в тріщинах і при розростанні кореневої системи дерев.

Хімічне вивітрювання - інтенсивніший і глибший процес перетворення гірських порід, що спричиняє зміни мінерального складу порід. Зміна мінерального складу порід відбувається в ході процесів окислення (взаємодія з вільним киснем) і гідратації (взаємодія з водою). Яскравим прикладом окислення є перетворення піриту спочатку в сульфат заліза, потім в гематит. Прикладом гідратації є перехід гематиту в лимоніт або перехід ангідриту в гіпс. Але найбільш глибокі зміни мінерального складу, при яких перебудовуються навіть кристалічні ґрати мінералів, відбуваються в ході процесу гідролізу. Виділяються такі етапи гідролізу (у міру посилення ступеня вивітрювання):

- а) гідрослюдистий (польові шпати вихідної породи заміщаються тальком, хлоритом і ін.)
- б) глинистий (гідрослюди заміщаються каолінітом і ін.)
- в) латеритний (глинисті мінерали розкладаються на оксиди *Fe* и *Al*)
- г) бокситовий (залишаються оксиди *Al*).

Біологічне вивітрювання відбувається, коли рослини витягують з гірської породи хімічні елементи як живильні речовини.

Гірські породи руйнуються також під дією органічних кислот, що утворюються під час життєдіяльності організмів або після їх відмирання.

В процесі вивітрювання невелика частина продуктів вивітрювання переноситься, але основна маса залишається на місці. Цей генетичний тип залишкових продуктів вивітрювання називається **елювієм**.

Сукупність різних по складу елювіальних утворень називається **корою вивітрювання**.

Будова кори вивітрювання відповідає етапам вивітрювання. Від низу до верху від вихідної породи у міру посилення ступеня вивітрювання виділяються наступні горизонти:

- а) щебіньчастий (результат фізичного вивітрювання)
- б) гідрослюдистий,
- в) глинистий,
- г) латеритний,
- д) бокситовий.

Розвиток і потужність кори вивітрювання прямо залежать від умов природної зони. У тундрі, а також в напівпустелях і пустелях потужність кори незначна, тут відбувається лише фізичне вивітрювання. У тайгово-підзолистій зоні потужність кори збільшується, і вивітрювання доходить до утворення глинистого горизонту. У тропічній лісовій зоні потужність кори максимальна, і утворюються всі горизонти, у тому числі латеритний

і бокситовий.

Вивчення древньої кори вивітрювання має велике теоретичне значення, оскільки дозволяє відновлювати природні умови минулих геологічних епох. З корою вивітрювання пов'язані крупні родовища бокситу, каолініту, нікелю, заліза і інших корисних копалини.

Розвиток кори вивітрювання на непромислових родовищах сприяє їх переходу в розряд промислових.

4.1.2.2 Геологічна діяльність вітру

Найінтенсивніше геологічна діяльність вітру виявляється в пустелях і напівпустелях, які займають близько 20% поверхні суші. Активна діяльність вітру також на непокритому рослинністю побережжі морів, крупних озер і річок. Всі процеси, пов'язані з діяльністю вітру, називаються *еоловими*.

Руйнівна діяльність вітру складається в основному з двох процесів. *Дефляція* - це процес видування вітром з тріщин і порожнеч тонкого піщаного і дрібнозернистого матеріалу, що утворюється в ході вивітрювання гірських порід.

Коразія - це процес руйнування скальних виступів піщинками, які переносяться вітром.

Вітер переносить дрібні і тонкі піщані частинки на значні відстані (до сотень і тисяч км.). Перенесення здійснюється як в завислому стані (пил і тонкий пісок), так і волочінням по поверхні (крупний пісок).

У вітровому потоці спостерігається певна зональність: чим тонший перенесений матеріал, тим вище він переноситься. Результатом цього є утворення в ході коразії скал - останців своєрідних контурів, коли верхні розширені частини покояться на підставках, що поступово стоншуються до низу.

Одночасно з руйнуванням і перенесенням зруйнованого матеріалу вітром відбувається *аккумуляція*, в результаті якої утворюються особливі типи континентальних відкладень - *еолові*.

Для еолових пісків характерна добра обкатаність піщинок та сортированість матеріалу, а також їх шаруватість. В еолових пісках переважають стійкі до руйнування мінерали з характерним жовтим і жовтувато-коричневим кольором.

Уламки гірських порід зазвичай покриті чорним нальотом, що є тонкою залізомарганцевою кіркою, що виникає в результаті випотівання вологи з породи під впливом сонячних променів. По околицях пустель і в прилеглих до них степах утворюється своєрідний тип континентальних відкладень - *лес*.

Лес – це ясно-жовта порода, що складається з частинок пилу з високим вмістом карбонатів, здатна тримати прямовисні стінки в природних оголеннях.

Вивчення геологічної діяльності вітру має велике теоретичне значення, оскільки дозволяє відновлювати природні умови минулих геологічних епох. Знання діяльності вітру необхідне в ході промислового і сільськогосподарського освоєння пустель, будівництва в пустелях селищ і міст, іригаційних каналів, видобутку корисних копалин.

4.1.2.3 Геологічна діяльність площинного стоку і тимчасових руслових потоків

Основою виникнення площинного стоку є атмосферні опади, яких щорічно випадає на поверхню суші 113 тисяч км³. Дві третини їх випаровуються, а третина з поверхневим і підземним стоком повертається в систему Світового океану.

Поверхневий стік (під час дощу) буває у вигляді суцільного покриву або тонких струмків, що стікають по схилу. Площинний стік діє короткочасно і швидко припиняється після дощу. Жива сила води невелика, і вона здатна вимивати лише дрібний матеріал (глина, тонкий пісок), переміщати його до підніжжя горба і там відкласти. Цей процес отримав назву *делювіального*, а самі осади - *делювію*.

Для горба делювіального шлейфу, що утворюється біля підніжжя, характерна зональність: у верхній частині відкладається пісок, нижче - тонкий пісок, а в нижній частині шлейфу - пилуваті частинки і глина.

Найбільш сприятливі умови для делювіального процесу створюються в межах рівнинних степових районів помірного і субтропічного поясів, а також в зоні сухих саван. Делювіальному процесу сприяє розріджена трав'яна рослинність.

На крутих схилах уламки гірських порід можуть переміщатися вниз і під власною вагою утворювати осипи. Такі відкладення називаються *колювієм*.

Площинний стік поступово збирається в руслові потоки, які також є тимчасовими. Серед них виділяють тимчасові потоки рівнинних територій і руслові потоки гірських територій. Тимчасові руслові потоки рівнинних територій приводять до утворення ярів. Розвиток яру починається з утворення на схилі вибоїни або промоїни. Надалі в цій промоїні все більше і більше збираються атмосферні опади, внаслідок чого формується все більш і більш потужний потік. Посилнюється руйнівна діяльність потоку, яку називають *ерозією*.

У ярах переважає донна ерозія, направлена на урізування русла яру. При цьому яр не лише заглиблюється, але і зростає вгору і вниз по схилу. Процес зростання яру вгору по схилу називається задньою (*регресивною*) *ерозією*. Проте вниз по схилу яр зростає інтенсивніше. Це зростання продовжується до тих пір, поки його гирло не досягне рівня водоймища (річки, озера), куди впадає потік яру. Рівень цього водоймища називається *базисом ерозії*. Пізніше подовжній профіль дна яру вирівнюється і набуває форми увігнутої кривої. Схили яру поступово набувають кута природного укосу і заростають.

Потік яру переносить досить великі маси матеріалу переважно волочинням по дну, у меншій мірі в завислому стані. Відклади потоку яру представлені погано сортованим матеріалом, який називається *алювієм* яру. Ці відкладення накопичуються переважно в нижній частині ярів і в їх гирловій частині. Процес утворення ярів завдає великого збитку сільськогосподарським угіддям, знищуючи орні землі, а також містам і сільським поселенням. Борються з розвитком ярів, будуючи в їх долинах греблі або засаджуючи схили ярів рослинністю.

В тимчасових гірських руслових потоків верхів'я улоговин розташовані у верхній частині гірських схилів, де утворюють водозбірний басейн. З водозбірного басейну вниз по схилу вода рухається вже в єдиному руслі, який називається *каналом стоку*. Вода в каналі стоку рухається з великою швидкістю і при цьому захоплює і несе з собою велику кількість зруйнованого матеріалу, який збільшує руйнівну силу потоку. При виході потоку на передгірну рівнину швидкість потоку різко сповільнюється, і він розтікається по рівнині у вигляді віяла.

При виході потоку на передгірну рівнину весь переносимий матеріал відкладається у вигляді *конуса винесення*. Відклади конуса винесення називаються *пролювієм*, для якого характерна зональність. У вершині конуса винесення (точці виходу потоку на рівнину) відкладається крупноуламковий матеріал (щебінь і галька). Далі від вершини конуса матеріал стає все більш і більш дрібним (щебінь змінюється крупним, а потім дрібним піском, а по околиці конуса винесені відклади представлені глиною і пилюватими відкладами).

Нерідко в гірських районах по каналу стоку спрямовуються не водні, а грязекам'яні потоки, що містять до 80 % уламкового матеріалу. На Кавказі ці потоки називаються *селями*, а в Альпах - *мурами*. Ці грязекам'яні потоки мають велику руйнівну силу і інколи носять спустошливий характер. Для захисту від селів в каналах стоку будуються протиселеві греблі.

4.1.2.4 Геологічна діяльність річок

Постійні руслові потоки - річки формуються в основному у вологих зонах, але можуть протікати і в посушливих зонах. Річки мають дощове, снігове і змішане живлення, але найчастіше живлення річок змішане.

Для кожної річки протягом року характерне чергування періодів високого (паводок або повінь) і низького (межень) рівня води.

Рух води в річках завжди турбулентний. Здатність річки виробляти роботу *називається енергією річки*, або живою силою, яка пропорційна масі води і швидкості течії.

Річки здійснюють на земній кулі величезну денудаційну і акумулятивну роботу. Залежно від характеру живлення і сезону змінюється режим річок і відповідно їх геологічна діяльність.

Річки здійснюють велику руйнівну роботу, яка називається *ерозією*. Розрізняють донну ерозію, направлену на урізування русла в підстиляючі породи, і бічну ерозію, направлену на підмив берегів і розширення русла річки.

Донна і бічна ерозія представляють взаємозв'язану динамічну систему. Якщо слабшає донна ерозія, бічна ерозія посилюється, і навпаки. Це співвідношення змінюється на різних стадіях розвитку річкової долини. На початкових стадіях переважає донна ерозія.

Долина поступово заглиблюється до вироблення плавної увігнутої кривої дна, яка називається профілем рівноваги річки. Положення нижньої точки профілю рівноваги регулюється положенням базису ерозії, тобто рівнем водоймища (річка, озеро, море), в яке впадає річка.

Головний базис ерозії - рівень Світового океану. На шляху річки часто зустрічаються твердіші породи, при руйнуванні яких виникають тимчасові базиси ерозії (водопади і пороги).

У міру розвитку долини і наближенні її дна до профілю рівноваги поступово слабшає донна ерозія і відповідно посилюється бічна ерозія.

В результаті цього процесу спочатку V-подібна долина поступово стає ящикоподібною. В цілому у верхів'ях річки переважає донна ерозія, а в гирловій частині переважає бічна ерозія.

Річки переносять велику кількість зруйнованого матеріалу. Перенесення здійснюється волочінням по дну, в завислому стані і в розчиненому стані.

Співвідношення форм перенесення залежить від характеру річки (швидкості течії). У гірських річках і верхів'ях рівнинних річок переважають волочіння по дну і перенесення в завислому стані. У серединних і особливо гирлових частинах рівнинних річок переважає перенесення в

завислому і розчиненому стані.

Велика кількість матеріалу виноситься у водоймище, в яке впадає річка. Проте значна кількість матеріалу осідає в річкових долинах. Цей відкладений матеріал називається *алювієм*.

Розділяють русловий, заплавний і сторичний алювій. Русловий алювій, як правило, складається добре сортованими пісками, в основі яких залягають грубозернисті піски з гравієм і галькою. Для руслового алювію характерна коса діагональна шаруватість. У заплавному алювії (заплава - частина долини, що заливається водою в повені) разом з дрібним піском широко представлені супіски і суглинки. А в сторичному алювії часто зустрічаються мулисті піски і глини.

Особливе значення мають гирлові частини річок, які бувають трьох типів: дельти, естуарії і лимани.

Дельти - це плоскі низовинні рівнини, що нахилені до моря, мають близьку до трикутної форму.

У дельтах відкладається велика частина нанесеного річкою матеріалу, який змішується з морськими і озерними осадами. Дельти нерідко займають великі площі, а їх відкладення в разі повільного опускання земної кори мають великі потужності (сотні метрів). З дельтовими відкладами часто пов'язані крупні родовища нафти.

Естуарії - це воронкоподібні затоки річки, що глибоко вдаються до долини. Вони утворюються там, де спостерігаються високі приливи і відпливи, а також уздовжберегові течії, які відносять в море весь принесений річкою матеріал.

Лимани - це затоплені морем гирлові частини річок. При цьому утворюються обширні, але неглибокі затоки, а власне русло річки зміщується до вершини лиману.

Вивчення геологічної діяльності річок має велике теоретичне значення, оскільки дозволяє відновлювати природні умови минулих геологічних епох. Наявність у викопному вигляді алювіальних відкладів свідчить про те, що цей район в періоді, що вивчається, був континентом з досить вологим кліматом.

Склад алювію дозволяє говорити про гірський або рівнинний рельєф цієї суші. З ерозійною і акумулятивною діяльністю річок пов'язані родовища (алювіальні розсипи) золота, платини, алмазів, вольфрамових і олов'яних руд.

4.1.2.5 Геологічна діяльність підземних вод

Всі води, що знаходяться в земній корі нижче за поверхню землі, називаються підземними. Вони формуються в результаті просочування атмосферних опадів, а також шляхом конденсації водяної пари, проникаючої з повітрям в тріщинуваті і пористі породи.

Залежно від гірських порід і характеру водопровідних доріг підземні води поділяються на порові, тріщинні і карстові. За умовами залягання виділяють верховодку, ґрунтові, міжпластові ненапірні і міжпластові напірні (артезіанські) води.

Розділяють підземні води також за хімічним складом (від таких, що майже дистилюють, до розсолів) і температурі (холодні, теплі, гарячі і дуже гарячі).

Руйнівна діяльність підземних вод виявляється в основному у вигляді процесу розчинення. Цей процес широко проявляється в хлоридних (кам'яні солі), сульфатних (гіпс) і карбонатних (вапняки і доломіти) породах.

Процес розчинення і вилуговування порід називається *карст*. З ним пов'язано утворення специфічних форм рельєфу на поверхні землі (карри, карстові колодязі і т. д.) і під землею (печери, порожнечі, канали).

За складом порід розрізняють соляний, гіпсовий і карбонатний карст.

Вода, що рухається по карбонатних породах, зазвичай містить багато розчиненого вуглекислого газу. Під землею у воді розчинена речовина присутня у вигляді легкого розчинного бікарбонату ($Ca(HCO_3)_2$) і вільно переноситься по водопровідних каналах.

При виході підземної води в карстову печеру або на поверхню землі бікарбонат переходить в нерозчинний карбонат ($CaCO_3$) і відкладається у вигляді *сталактитів і сталагмітів* в карстовій печері або у вигляді пористих *натічних утворень* на поверхні землі (вапняний туф).

Часто до поверхні землі піднімаються води, пов'язані з глибшими зонами земної кори. Вони приносять колоїдні сполуки кремнезему, які на поверхні землі відкладаються у вигляді крем'янистого туфу. З підземними водами, що містять в розчиненому або колоїдному вигляді різні сполуки, пов'язано утворення конкрецій кремнезему (креміль), фосфориту, сидериту, секреції опалу і кальциту.

Підземні води беруть участь в утворенні зсувів, тобто зсуви гірських порід на крутих схилах ярів, річок, озер і морів.

Вивчення геологічної діяльності підземних вод має велике практичне значення при вирішенні завдань водопостачання населених

пунктів і промислових підприємств, проведення меліоративних робіт, будівництва. Сильно розвинений підземний карст і зсуви представляють серйозну загрозу для населених пунктів.

4.1.2.6 Геологічна діяльність льодовиків

Льодовики в даний час покривають 11% площі світової суші. Вони утворюються шляхом накопичення снігу і подальшого його перетворення в лід. Для накопичення снігу необхідні низькі температури і велика кількість опадів.

У міру ущільнення снігу, за сприяння талої води, що утворюється під сонячними променями, сніг перетворюється спочатку на фірн, а потім і в лід. Снігова лінія в полярних областях опускається до рівня океану, і в цій природній зоні формуються материкові льодовики. У тепліших зонах снігова лінія піднімається до 1000-3000 метрів в помірному поясі і до 5000-6000 метрів в тропічному і екваторіальному поясі. У цих областях утворюються гірські льодовики.

Знаходячись під великим тиском, лід на глибині набуває пластичних властивостей і починає переміщатися.

Гірські льодовики переміщаються вниз гірською долиною, а материкові льодовики розтікаються по радіусах від центру льодовика до периферії. При досягненні мовою льодовика снігової лінії льодовик починає інтенсивно танути.

Руйнівна діяльність льодовика починається вже в області його утворення. Під дією розклинювання дії замерзаючої води гірські породи починають руйнуватися. При русі льодовики чинять величезний тиск на підстилаючи породи, інтенсивно руйнуючи їх. Ця дія багато разів посилюється за наявності уламків гірських порід, що вмерзнули в донні частини льодовика.

Породи (рихлі, тріщинуваті), що легко руйнуються, льодовик виорює, утворюючи **ванни виорювання**. У цих пониженнях при таненні льодовика утворюються озера. Зустрічаючи виступи твердих порід, льодовик зрізує, згладжує їх, внаслідок чого утворюються згладжені подовжені виступи (баранячі лоби). Схил баранячого лоба, обернений назустріч руху льодовика, - пологий, згладжений, а протилежний схил - крутий, східчастий. Часто виникає комплекс зближених баранячих лобів (кучеряві скелі). Інколи льодовики відривають крупні виступи або глиби гірських порід і переносять їх на значні відстані. Процес руйнування гірських порід льодовиком позначають терміном **екзарація**.

Льодовики переносять значні кількості всілякого уламкового

матеріалу, від крупних валунів і величезних глиб до глин. Весь цей матеріал називається **рухомою мореною**.

Залежно від положення в тілі гірського льодовика виділяють *донну, внутрішню і бічну морени*. При злитті льодовиків з бічних морен може утворюватися *серединна морена*. Материкові льодовики переносять практично одну донну морену.

Одночасно з перенесенням відбувається акумуляція уламкового матеріалу, особливо інтенсивна в період відступання і танення льодовика. Виділяють *три типи льодовикових відкладів*.

Власне льодовикові (гляціальні) відклади називаються **відкладеними моренами**. Вони представлені абляційною і кінцевою моренами. **Абляційна морена** утворюється при відступі і таненні льодовика, коли всі рухомі морени осідають на підстиляючу поверхню.

Кінцева морена накопичується на краю льодовика в районі снігової лінії і складається з принесених льодовиком рухомих морен. Однією з основних ознак відкладених морен є несортованість і всілякий набір матеріалу (від глин до крупних валунів і глиб).

Водно-льодовикові, або флювіогляціальні відклади утворюються в результаті діяльності надльодовикових і внутрішньо льодовикових водних потоків. Ці потоки формуються на поверхні і в тріщинах льодовика і перемивають, сортують матеріал рухомих морен, що зустрічається на шляху. Цей матеріал відкладається в тріщинах льодовика або при виході з льодовика. Водно-льодовикові відклади представлені в основному піщаним сортованим матеріалом.

Озерно-льодовикові або лиманно-гляціальні відклади утворюються в надльодовикових озерах за рахунок стікання талих вод в пониження на поверхні льодовика.

Відклади надльодовикових озер представлені так званими стрічковими глинами, що складаються зі світлих тонко піщаних слоївків, що утворилися влітку, і темних глинистих слоївків, що утворилися взимку. Відкладення прильодовикових озер складаються з дрібнозернистих пісків і глин.

Вивчення геологічної діяльності льодовиків має велике теоретичне значення, дозволяючи встановлювати закономірності і природу зледеніння, закономірності і етапи зміни клімату Землі як древніх, так і недавніх геологічних епох. Знання геологічної діяльності льодовиків необхідне для прогнозу погоди, для водопостачання і організації курортно-туристичної діяльності.

4.1.2.7 Геологічна діяльність моря

Світовий океан займає в даний час близько 70% поверхні земної кулі, і його геологічна роль надзвичайно велика. Світовий океан включає дві групи водоймищ:

- 1) власне океани;
- 2) околичні (Баренцове, Охотське і ін.) і внутрішньоконтинентальні (Середземне, Балтійське і ін.) моря.

У рельєфі дна океанів виділяється *чотири основні рівні*:

1. прибережна хвилерізна область завглибшки до 20 метрів,
2. область шельфу або підводна околиця материка завглибшки до 200 метрів.
3. Область материкового схилу глибиною до 2000 метрів.
4. Ложе океану завглибшки більше 2000 метрів.

Загальна солоність морської води в поверхневих шарах складає від 3,2 до 3,7‰, а на глибині більше 100 метрів - постійна і в середньому рівна 3,5‰. Солоність води внутрішньоконтинентальних морів змінюється в залежності від річкового стоку і клімату. У океанічних водах містяться майже всі відомі хімічні елементи. Проте найбільш поширені **Na, Cl, Mg, Ca, K, S, CO**.

Рух води в Світовому океані має велике геологічне значення. Тут виділяються хвильова діяльність, припливи і відпливи, а також впродовж берегові та постійні морські і океанічні течії.

Найактивніша руйнівна робота моря, яка називається **абразією**, виявляється в береговій зоні. У руйнівній роботі найбільше значення має хвилерізна діяльність, меншою мірою - припливи і відпливи. Слабо піддаються руйнуванню складені міцними породами береги і відмілинні береги. Швидше руйнуються круті береги особливо складені осадовими породами.

При великих штормах хвилі ударяють в берег з величезною силою (до 15-30 тонн на квадратний метр). Руйнуванню сприяє тріщинуватість порід берега. При ударі хвилі повітря в тріщинах сильно стискується, а при відступі хвилі розширюється з силою вибуху. Найбільше руйнування відбувається в підставі схилу, де поступово виробляється **хвилерізна ніша**.

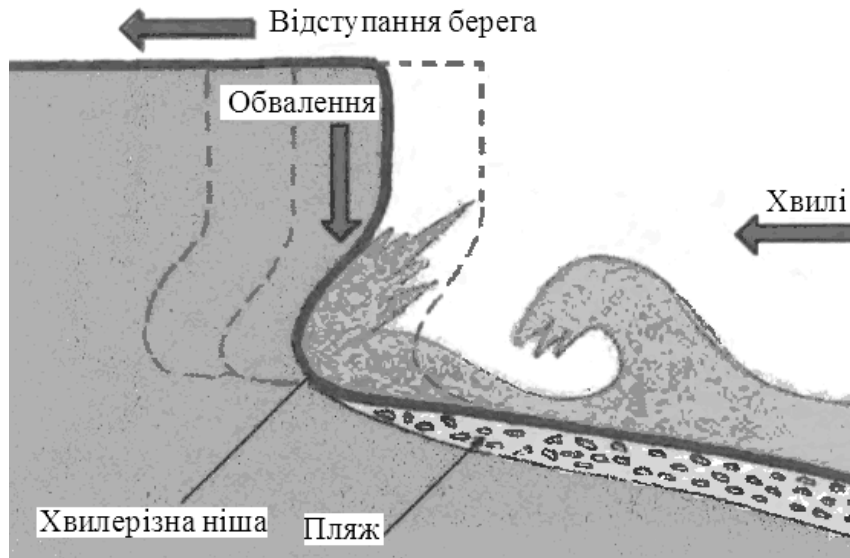


Рис.4.5 - Морська абразія.

Поступове збільшення хвилерізної ніші приводить до того, що породи, що нависають над нею, обвалюються. Процес, що багато разів повторюється, спричиняє відступ берега і утворення пляжу, який поступово переходить в **підводну абразійну терасу**.

Морська вода переносить велику кількість зруйнованого матеріалу. Перенесення волочінням по дну відбувається в основному в прибережній зоні під дією хвиль і прибою, у меншій мірі - припливів і відпливів.

Великі маси осадового матеріалу волочінням по дну і в зваженому стані переносять вздовжберегові течії.

Необхідно відзначити і перенесення матеріалу при підводних зсувах на материковому схилі. Морські і океанічні течії також переносять великі об'єми матеріалу переважно в розчиненому вигляді.

Якщо на материках переважає **денудація**, то Світовий океан - це область переважної **аккумуляції**. Саме у Світовому океані накопичується основна маса осадів.

Складний процес осадонакопичення називається **седиментацією** або **седиментогенезом**.

За походженням виділяють декілька **типів морських осадів**:

1. **Теригенні** суші, що утворилися за рахунок руйнування, і зносу уламкового матеріалу в морі.
2. **Органогенні** або **біогенні**, такі, що утворилися за рахунок скупчення твердих скелетів організмів (стулки раковин і ін.).
3. **Хемогенні**, осідають з морської води хімічним шляхом.
4. **Полігенні**, які утворилися в результаті дії багатьох чинників

(вітрові, льодовикові, вулканогенні і ін.).

У морях виділяється декілька зон, що відрізняються різними умовами осадконакопичення.

У *літоральній* або *прибережній* зоні (хвилерізна область) утворюються всілякі осади. Серед них переважають теригенні, складені уламковим (піщаним), часто грубоуламковим (добре обкатаною галькою) матеріалом. Присутні і органогенні породи, представлені в основному уламками раковин (бита ракушка) морських організмів (детритусові вапняки).

У *неритовій* зоні, відповідної області шельфу, накопичуються великі об'єми всіляких осадів. Широко представлені теригенні відклади, для яких характерна певна зональність. Грубозернисті піски на межі літоральної зони у міру віддалення від берега змінюються дрібнозернистими пісками, а поблизу бровки материкового схилу - глинами і мулами.

Шельф - найбільш густо населена зона моря і тут накопичуються потужні товщі органогенних осадів, складених в основному бентосом (безхребетні тварини і водорості).

Одне з відомих органогенних утворень в неритовій зоні - *коралові рифи*. Хемогенні відклади також представлені в неритовій зоні.

У теплих морях в результаті життєдіяльності рослин вміст карбонату кальцію істотно збільшується, що приводить до його відкладення у вигляді дрібних кульок (оолітів).

Річки несуть в море велику кількість розчиненого матеріалу. Хімічні сполуки заліза, марганцю, фосфору стійкі в прісній воді, потрапляючи в солону воду, переходять в нерозчинний осад. Так утворюються залізисто-марганцеві конкреції, конкреції фосфориту.

У *батіальній* зоні (область материкового схилу) теригенних осадів значно менше, і вони представлені в основному глинами і мулами. У різних кліматичних зонах зустрічаються сині, червоні або зелені мули. Широко розвинені органогенні мули, складені скелетами планктонних організмів.

У *абісальній* зоні, що займає близько 75% площі дна Світового океану, поширені органогенні, складені карбонатними і крем'янистими скелетами планктонних рослин і тварин та полігенні осади, до яких відноситься океанічна глина (тонкий глинистий осад коричневого кольору).

Для органогенних порід спостерігається зональність: на глибинах до 4000 метрів поширені як карбонатні, так і крем'янисті осідання, а на великих глибинах - лише крем'янисті осідання. У утворенні океанічної глини беруть участь теригенна глина, еоловий і метеорний пил, продукти вулканічних вивержень, нерозчинні органічні залишки. У глибоководних частинах океану широко поширені залізисто-марганцеві конкреції з

нікелем і кобальтом, запаси яких величезні.

Своєрідні умови осадконакопичення створюються у відокремлених від моря лагунах. У засолених лагунах відкладаються шляхом хімічного осідання всілякі солі (кам'яна сіль, гіпс і ін.), збагачені органічною речовиною. У опріснених лагунах розвинені теригенні і органогенні осади, схожі з морськими але відрізняються одноманітною і пригнобленою фауною.

В цілому морські відклади характеризуються окрім вищеописаних особливостей, великими площами поширення однорідних відкладень, паралельною шаруватістю, великою кількістю викопних організмів (переважають водорості і безхребетні тварини), а також наявністю мінералів, що утворюються лише в морі (фосфорити, глауконіти, ооліти кальцити і ін.).

Вивчення геологічної діяльності моря має величезне теоретичне значення, оскільки дозволяє відновлювати природні умови минулих геологічних епох. З морськими осадами і осадовими породами, що утворилися за їх рахунок, пов'язані крупні родовища нафти і природного газу (біля третини світових родовищ), морські розсипи золота, алмазів, титанових і олов'яних руд і інших корисних копалини. Великий інтерес в перспективі представляють величезні запаси залізо-марганцевих конкрецій.

Діагенез морських осадів. Первинні дуже крихкі насичені водою осади зазнають складних процесів перетворення їх в гірські породи. Цей процес називається **діагенезом**.

В ході діагенезу:

1. Розчиняються і видаляються малостійкі мінерали.
2. Утворюються мінерали, стійкі в нових фізико-хімічних умовах.
3. Речовина осадків перерозподіляється з утворенням крем'янистих (опалових і халцедонових), карбонатних, фосфоритових, гіпсових, залізо-марганцевих конкрецій.
4. Осади ущільнюються із зменшенням вологості.
5. Осади піддаються перекристалізації і цементації. Як цементуюча речовина виступають кремнезем, оксиди заліза, карбонати і ін..

Тривалий процес діагенезу, що збільшується під тиском шарів, що знову накопичуються, приводить до окаменіння рихлих осадів, тобто до утворення щільної осадової породи.

При подальшому зануренні цих порід на глибину вони піддаються дії температур і тиску і зазнають глибших змін (процес катагенезу), а при ще більшому зануренні - процес метаморфізму.

4.1.2.8 Геологічна діяльність озер і боліт

Озерами називаються заповнені водою западини на поверхні суші, що не мають зв'язку з морем.

За своїм походженням озерні улоговини різноманітні. За цією ознакою озера поділяють на **тектонічні, вулканічні, льодовикові, заплавні, дельтові і карстові**.

Водна маса озер за походженням пов'язана з атмосферними опадами, постійними (річки) або тимчасовими русловими потоками. Є і реліктові озера, які залишилися від колишніх морських водоймищ. Прикладами реліктових озер є Каспійське, Аральське моря і ін.

Солоність і склад озерних вод визначаються багатьма чинниками, серед яких велике значення має кількість річкової і ґрунтової води, що поступає, а також кліматичні умови.

Геологічна діяльність озер багато в чому схожа з діяльністю морів і складається з руйнування берегових уступів, перенесення і накопичення осадів. Найбільше значення має акумуляція осадів.

За генетичною ознакою виділяються озера:

1. **Теригенні** або уламкові, які утворюються в результаті принесення річками і струмками з довколишньої суші уламкового матеріалу.

2. **Хемогенні** або хімічні, такі, що утворюються шляхом хімічного осадження розчинених у воді солей або колоїдів.

3. **Органогенні** або біогенні, такі, що накопичуються за рахунок скелетів організмів і органічної речовини.

Для теригенних осадів характерні горизонтальна шаруватість і зональність: найбільш крупні уламки осідають в прибережній зоні, а далі від берега - усе більш дрібні.

Хемогенні осадки представлені найчастіше вапняними конкреціями і бобовим (ооліти) залізняком. В озерах тропічних і субтропічних областей утворюються також ооліти бокситу. В озерах посушливих зон при посиленому випаровуванні і відсутності істотного припливу вод відбувається підвищення концентрації солей аж до пересичення розчину.

В результаті в цих озерах починається осадження солей з утворенням кухонної солі, соди, мірабіліту.

Органогенні осадки складаються в основному із скелетів планктонних організмів кременистого (діатоміти) або карбонатного складу. Широке розповсюдження в озерах вологих зон отримав багатий залишками планктонних організмів мул (сапропель).

Болотами називаються ділянки суші, що характеризуються надлишковим зволоженням ґрунтів, розвитком болотяної рослинності і

накопиченням торфу.

Процес утворення боліт відбувається на різних елементах рельєфу, де створюються умови для надлишкового зволоження ґрунту.

За рядом ознак розрізняють болота *приморських низин* і *внутрішньоконтинентальні болота*.

Останні поділяються на низовинні і верхові. Низовинні болота утворюються в пониженнях рельєфу і в їх живленні мають значення не лише атмосферні, але і ґрунтові води.

Верхові болота поширені на вододільних ділянках. Їх живлення відбувається в основному за рахунок атмосферних опадів. Виділяють також перехідні болота.

Геологічна діяльність боліт полягає виключно в акумуляції відкладів. Серед болотяних осадків істотно переважають органігенні, які представлені торфом. Торф - перша стадія перетворення деревини на кам'яне вугілля. У менших об'ємах відбувається відкладення хемогенних осадів - болотяного вапна і болотяного залізняку.

Вивчення осадконакопичення в озерах і болотах дозволяє відновлювати природні умови минулих геологічних епох і має велике практичне значення.

4.2 Історія розвитку земної кори

Розглядати геологічну історію нашої планети можна лише з того часу, з якого збереглися найбільш древні свідки цієї історії - гірські породи і мінерали.

Проте *першим прадавнім етапом* утворення Землі слід вважати інтервал часу, протягом якого вона сформувалася як одна з планет Сонячної системи, тобто це час акреції речовини газопилової туманності, яка, на думку дослідників, не була тривалою і, мабуть, становив не більше 100 млн. років.

Другий прадавній етап часто іменують *догеологічним*, оскільки гірських порід того часу практично не збереглося, а процеси, що протікали на даному етапі, призводили до диференціації речовини усередині планети, утворення якоїсь первинної земної кори основного складу до виділення зовнішнього, рідкого ядра Землі і, відповідно, появи магнітного поля. Найімовірніше, що в той час енергійно відбувалося метеоритне бомбардування Землі, а її поверхня нагадувала сучасний Місяць або швидше Венеру, враховуючи, що існувала безкиснева атмосфера, хмари якої щільною пеленою закривали Землю.

Починаючи з рубежу приблизно в 4,0-3,5 млрд. років тому, починається *третій етап*, який в цілому може бути названий *докембрійським*, тобто

приблизно 1 млрд. років тому.

В пізньому рифі почався розпад гігантського материка Пангея і були закладені всі основні рухливі пояси, що надалі розвивалися у фанерозої.

Тривалість докембрійського етапу дуже велика - близько 3 млрд. років, в загальному вигляді в ній виділяється ряд крупних стадій:

- 1) древньоархейська (4,0-3,5 млрд. років);
- 2) архейська (3,5-2,6 млрд. років);
- 3) ранньопротерозойська (2,6-1,65 млрд. років);
- 4) пізньопротерозойська (1,65-1,0 млрд. років) аж до пізніх рифів.

Всі ці стадії розрізнялися структурним планом земної поверхні, палеогеографічної і палеогеодинамічної обстановками, палеокліматичними умовами. Перехід від криптозою до фанерозою ознаменувався бурхливим розквітом органічного життя, але вже наприкінці пізнього протерозою, з'являється безскелетна фауна.

У пізньому рифі стався розпад Пангеї на Гондвану і Лавразію - два гігантські материки, а потім почала розпадатися і Лавразія, саме в цей час були закладені головні рухливі пояси.

Розгляд геологічної історії Землі у фанерозойській зоні можна вести по ерах: палеозойській, мезозойській і кайнозойській. Проте природні історико-геологічні етапи декілька відрізняються від рубежів вказаних ер і буде логічніше проаналізувати історію саме по етапах, а не по ерах.

У фанерозойській історії виділяється цілий ряд набагато менш тривалих етапів, чим в докембрійській історії. Кожен з них починався з розкриття океанів, а закінчувався зближенням плит літосфери, закриттям океанів і складчастістю осадових і магматичних порід, що накопичилися.

Виділяються: 1) ранньопалеозойський етап, що почався в пізньому рифі або венде і закінчився складчастістю в силурійській період;

2) пізньопалеозойський етап - девон-пермь, який інколи охоплює і ранній тріас;

3) мезозойський етап - тріас (місцями захоплює і кінець пізнього палеозою) - юра (із складчастістю в середині юри);

4) мезозойсько-кайнозойський (альпійський) етап, що почався в ранній юрі і закінчився складчастістю в неогені.

Не у всіх районах Землі ці етапи починалися і закінчувалися одночасно, але в цілому послідовність приблизно така.

Розглядати геологічну історію Землі ми починаємо зазвичай з раннього архею, тобто з тієї миті, з якої збереглися прадавні гірські породи. З часу утворення Землі як планети Сонячної системи - 5 - 6 млрд. років тому - близько 1 млрд. років пройшло до формування порівняно тонкої, нестійкої

земної кори, яка легко дробилася, розплавлялася і виникала знов. Через тріщини виливалися величезні маси магми, заповнюючи великі простори і утворюючи "лавові моря", що нагадують, напевно, такі на Місяці.

У цю ж епоху грандіозної вулканічної діяльності Земля піддавалася посиленому метеоритному бомбардуванню. Земна кора ставала потужнішою і міцнішою, лави виливалися вже більш зосереджено, уздовж крупних розломів. Виникла первинна атмосфера, що відрізнялася від сучасної, - азотно-кисневої.

Основним джерелом газоподібних сполук були вулканічні виверження, що поставляли азот, аміак, вуглекислоту, водяну пару, метан, водень, інертні гази, соляну, борову, плавикову кислоти і багато інших.

Спочатку атмосфера була безкисневою, вона втрачала гелій і водень за рахунок виділення їх в світовий простір. Початок розвитку органічного життя викликала поява кисню, концентрація якого повільно підвищувалася. Коли земна кора остигнула до температури, нижчої за точку кипіння води, остання стала займати певні простори на Землі - виникли перші озерні і морські басейни. З'явилася можливість розмиву і перевідкладення матеріалу, тобто почали формуватися осадові породи.

Таким чином, *догеологічний* етап розвитку Землі, інколи званий Місячним, продовжувався порівняно недовго - від утворення першої земної кори до появи гідросфери.

З'ясуванням закономірностей розвитку земної кори займається історична геологія.

Для стратиграфічного розчленування геологічних розрізів використовуються методи: літологічний, палеонтологічний, мікропалеонтологічний, спорово-пилковий, палеомагнітний, сейсмостратиграфічний.

Для абсолютного датування геологічних порід використовується радіометричний метод, заснований на постійній швидкості радіоактивного розпаду ізотопів. Геохронологічні і стратиграфічні підрозділи - основа періодизації історії Землі. Основою реконструкцій фізико-географічних обставин геологічного минулого є метод актуалізму.

Запитання для самоконтролю

1. Які існують типи магматизму?
2. Що таке магма і які її властивості?
3. Яка роль летких компонентів в магмі?
4. Яким чином магма перетворюється на гірську породу?
5. Які продукти виверження вулканів відомі?

6. Типи вулканічної будови і зв'язок із складом магми.
7. Які типи вулканічних вивержень відомі і в чому причина їх різноманітності?
8. Дайте визначення терміну "вивітрювання".
9. Які головні агенти фізичного вивітрювання і пов'язані з ними продукти руйнування?
10. Які головні процеси відбуваються при хімічному вивітрюванні гірських порід і які умови для них найбільш сприятливі?
11. Як розуміється елювій і кора вивітрювання?
12. Назвіть древню кору вивітрювання і їх приклади.
13. Як розуміється дефляція?
14. Що таке коразія і які її результати?
15. Як переміщуються вітром різні по величині матеріали?
16. Які відклади утворюються при площинному схиловому стоці?
17. Як розвиваються яри та тимчасові гірські потоки і які відклади пов'язані з їх діяльністю?
18. Які закономірності формування річкових долин і їх діяльність?
19. Яка будова заплав в рівнинних і гірських річках? Як утворюються і співвідносяться різні фації алювію?
20. Які умови сприятливі для утворення дельт і естуаріїв?
21. Генетичні типи дельтових відкладів.
22. Чим займається історична геологія?
23. У чому полягає зв'язок історичної геології з іншими геологічними науками?
24. Які існують методи визначення відносного віку гірських порід?
25. Які існують радіологічні методи визначення абсолютного віку гірських порід і на чому вони засновані?

ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Адаменко О., Рудько Г. Екологічна геологія.-К.: Манускрипт,1997 - 349с.
2. Багров М.В., Боков В.О., Черваньов І.Г. Землезнаство. –К: Либідь, 2000- 464с.
3. Бизов В.Ф., Паранько І.С. Основи динамічної та прикладної геології. Динамічна геологія. - Кривий Ріг: Мінерал, 2000 - 205с.
4. Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология. – М.: МГУ .1973.-592с.
5. Жуков М.М., Славин В.И., Дунаева Н.Н. Основы геологии –М.: Недра, 1970. -527с.
6. Рудько Г.І., Гамеляк І.П., Основи загальної, інженерної та екологічної геології. – Ч.: Букрек, 2003. -390с.
7. Паранько І., Сіворонов А., Мамедов О. Геологія з основами геоморфології. Навчальний посібник. – Кривий Ріг: Мінерал, 2008. - 373с.
8. Тихоненко Д.Г., Дегтярьов В.В., Щуковський М.А. та ін.. Геологія з основами мінералогії. - К.: Вища освіта, 2003. - 396с.
9. Чечкин С.А. Основы геофизики. – Л.: Гидрометеиздат,1990.-288с.
10. Якушова А.Ф. Геология с элементами геоморфологии. - М.: МГУ, 1978. – 453с.

Додаткова

1. Войткевич Г.В. Основы теории происхождения Земли. М., 1988.
2. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., 1978.
3. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли: Учебник. Под ред. академика РАН В.А. Садовниченко – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 560 с
4. Трухин В. И., Показеев К. В., Куницын В. Е. Общая и экологическая геофизика. - М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. — 576 с.
5. Рычагов Г.И. Общая геоморфология : учебник. - 3-е изд., перераб. и доп. - М.: Изд-во Моск. ун-та : Наука, 2006. -416 с,
- 6.Павлов А.К. Геофизика. Том 3,4. Физические модели Земли. Геофизические поля. Конспект лекций: изд МТМУ, 2004-69с.
- 7.Н.В.Короновский, А.Ф.Якушова. Основы геологии. -М: Изд-во ВЫСШАЯ ШКОЛА, 1991.
- 8.Орлёнок В.В. Основы геофизики. – Калининград, 2000. – 446 с.
9. Якушова А.Ф., Хаин В.Е, Славин В.И.. Общая геология, - М.: МГУ, 1988. – 448с.

Навчальне видання

Селезньова Л.В., Балан Г.К.

ГЕОФІЗИКА

Конспект лекцій

Підп. до друку
Умовн. друк. арк.

Формат
Тираж

Папір
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15

ГЕОФІЗИКА