

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**Балан Г.К., Селезньова Л.В.**

**ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ  
ГЕОМОРФОЛОГІЇ**

Конспект лекцій

ББК 26.3  
Б 20  
УДК 550.83

*Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол № \_\_\_\_\_ від \_\_\_\_ . \_\_\_\_ . 2009 \_\_ р.).*

Балан Г.К., Селезнєва Л.В.

Геологія з основами геоморфології: Конспект лекцій – : «     », 2009.  
– 140 с.

В конспекті лекцій наведені основні викладки теоретичного матеріалу по вивченню основних методів геологічних досліджень, відомостей про речовинний склад земної кори - мінералів і гірських порід та їх утворень, розгляду найважливіших закономірностей геологічних процесів, структурних елементів Землі, їх будови, еволюції, основних форм рельєфу поверхні літосфери.

© Одеський державний  
екологічний університет, 2009

ПЕРЕДМОВА .....	5
1 ЗЕМЛЯ В КОСМІЧНОМУ ПРОСТОРИ .....	6
1.1 Загальні ві домості про Землю .....	6
1.2 Походження Землі та Сонячної системи. Космологічні концепції, результати останніх досліджень .....	10
1.2.1 <i>Результати останніх досліджень, відносно будови Землі</i> .....	15
1.2.2 <i>Історія розвитку Землі</i> .....	18
1.3 Форма та розміри Землі.....	20
1.4 Рухи Землі.....	22
2 БУДОВА, СКЛАД ТА ФІЗИЧНІ І ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ЗЕМЛІ.....	25
2.1 Зовнішні геосфери Землі.....	25
2.2 Внутрішні геосфери Землі .....	29
2.3 Фізичні властивості та хімічний склад Землі .....	40
2.4 Речовинний склад та будова земної кори .....	48
2.4.1 <i>Поняття про мінерали</i> .....	48
2.4.2 <i>Зовнішні ознаки та фізичні властивості гірських порід         і мінералів</i> .....	49
2.4.3 <i>Процеси утворення мінералів їх хімічний склад</i> .....	50
2.4.4 <i>Фізичні властивості мінералів</i> .....	55
2.4.5 <i>Класифікація мінералів</i> .....	57
2.4.6 <i>Форми знаходження мінералів у природі</i> .....	59
3 ГІРСЬКІ ПОРОДИ.....	62
3.1 Магматичні породи.....	64
3.2 Осадові породи.....	68
3.2.1 <i>Породи хімічного та органічного походження</i> .....	71
3.3 Метаморфічні породи.....	71
4 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО РЕЛЬЄФ ЗЕМЛІ .....	74
4.1 Морфографія і морфометрія рельєфу .....	74
4.2 Чинники і процеси рельєфоутворення .....	82
5 ЕНДОГЕННІ ПРОЦЕСИ ТА РЕЛЬЄФ.....	85
5.1 Тектонічні рухи і їх роль у формуванні рельєфу .....	85
5.2 Землетруси як чинник ендегенного рельєфоутворення .....	93
5.3 Магматизм і рельєфоутворення .....	100
6 ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ ТА РЕЛЬЄФ.....	110
6.1 Вивітрювання.....	110
6.2 Геологічна діяльність вітру, його роль в рельєфоутворенні .....	113
6.3 Геологічна діяльність площинного стоку і тимчасових руслових потоків та їх роль в рельєфоутворенні.....	114
6.4 Геологічна діяльність річок та їх роль в формуванні рельєфу .....	117

6.5 Геологічна діяльність підземних вод.....	121
6.6 Геологічна діяльність льодовиків .....	122
6.7 Геологічна діяльність моря.....	124
6.8 Геологічна діяльність озер і боліт.....	128
7 АНТРОПОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ І РЕЛЬЄФ .....	130
7.1 Вплив діяльності людини на геологічні процеси .....	131
7.2 Вплив діяльності людини на зміни геологічних об'єктів.....	135
7.3 Охорона геологічного середовища .....	137
ЛІТЕРАТУРА.....	139

## ПЕРЕДМОВА

Дисципліна «Геологія з основами геоморфології» відноситься до природничонаукового циклу освітньо-кваліфікаційного рівня бакалавра і є базою для подальшої підготовки фахівців за напрямом «екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування».

*Гео...* (від грец. *geo* - Земля) - частина складних слів, що означають відношення до Землі, до її вивчення.

**Геологія** (від *geo...* і *...логія*) - комплекс наук про склад, будову і історію розвитку земної кори і Землі як геологічного тіла.

**Геоморфологія** – (вчення про форми Землі) – це наука про будову, виникнення, історію розвитку та сучасну динаміку рельєфу земної поверхні.

Сучасна геологія включає:

- стратиграфію;
- тектоніку;
- геодинаміку;
- морську геологію;
- регіональну геологію;
- мінералогію;
- петрографію та петрологію;
- літологію;
- геохімію;
- вчення про корисні копалини, будову, склад земної кори.

Геологія тісно пов'язана з фізичною географією, геофізикою (фізикою «твердої» Землі), кристалографією, палеонтологією та ін.

Особливу групу складають галузі прикладного значення:

- гідрогеологія;
- інженерна геологія;
- геокріологія та ін.,

а також нові напрямки геології, які зародились на стиках з іншими природничими науками:

- петрохімія;
- петрофізика;
- тектонофізика;
- екологічна геологія та ін.

Основною метою дисципліни "Геологія з основами геоморфології" є перше знайомство з геологією та геоморфологією як науками, з методами геологічних досліджень; з початковими відомостями

про будову та вік Землі, її положення серед інших планет Сонячної системи; екзогенні та ендегенні процеси; основні структурні елементи земної кори та закономірності її розвитку, сучасні тектонічні рухи, формування рельєфу земної поверхні, стратиграфічну та геохронологічну шкалу, взаємозв'язок рельєфу з іншими оболонками Землі.

Завдання дисципліни полягає в пізнанні основних методів геологічних досліджень, перших відомостей про речовинний склад земної кори - мінералів та гірських порід та їх утворень, розгляданні найважливіших закономірностей геологічних процесів, структурних елементів Землі, їх будови, еволюції, основних форм рельєфу поверхні літосфери.

В результаті вивчення дисципліни студенти повинні знати: походження розвиток і будову Землі, її положення в Сонячній системі і космічному просторі, будову земної кори, її склад, вік. Геологічні внутрішні і зовнішні процеси. Гірські породи, мінерали, їх класифікацію та властивості, роль в формуванні рельєфу поверхні Землі космічних та планетарних ендегенних та екзогенних факторів, будову і типи рельєфу, особливості четвертинних відкладів, мега-, мезо-, мікроформи рельєфу континентів і дна Світового океану, геоморфологічні зйомки і картування.

Після вивчення дисципліни студент повинен вміти: пояснити процеси та явища, що відбуваються в літосфері, визначати найбільш розповсюджені гірські породи, відрізнити і оцінювати роль геологічних та геоморфологічних факторів в формуванні й розвитку екологічних ситуацій, вміти користуватися геоекологічними, геологічними і геоморфологічними матеріалами і картами при виконанні комплексних екологічних оцінок, природних об'єктів, узагальнень і прогнозів.

## **1 ЗЕМЛЯ В КОСМІЧНОМУ ПРОСТОРИ**

### **1.1 Загальні відомості про Землю**

ЗЕМЛЯ - лише непомітна пилінка Всесвіту, одна з маленьких планет невеликої зірки - Сонця. Сонце входить до складу Галактики - величезного скупчення 100 мільярдів зірок.

СОНЯЧНА СИСТЕМА складається з центрального світила - Сонця і 8 великих планет, які обертаються навколо нього, їх супутників, великої кількості малих планет, комет і міжпланетного середовища.

ГАЛАКТИКА (від грец. *galaktikos* - молочний), зоряна система

(спіральна галактика), до якої належить Сонце (рис. 1.1). Галактика містить:

- не менше  $10^{11}$  зірок (загальною масою близько  $10^{11}$  мас Сонця);
- міжзоряну речовину (газ і пил, маса яких складає всього декілька відсотків маси всіх зірок);
- космічні промені;
- магнітні поля;
- випромінювання (фотони).

Більшість зірок займають об'єм лінзоподібної форми з поперечником близько 30 тис. парсек ( *парсек* (від *паралакс* і *секунда*) - одиниця довжини, застосовується в астрономії.  $1 \text{ пк} = 206\,265 \text{ а. о.} = 3,263 \text{ світлового року} = 3,086 \cdot 10^{16} \text{ м.}$ ), концентруючись до площини симетрії цього об'єму (галактичної площини) і до центра (так звана плоска підсистема Галактики).

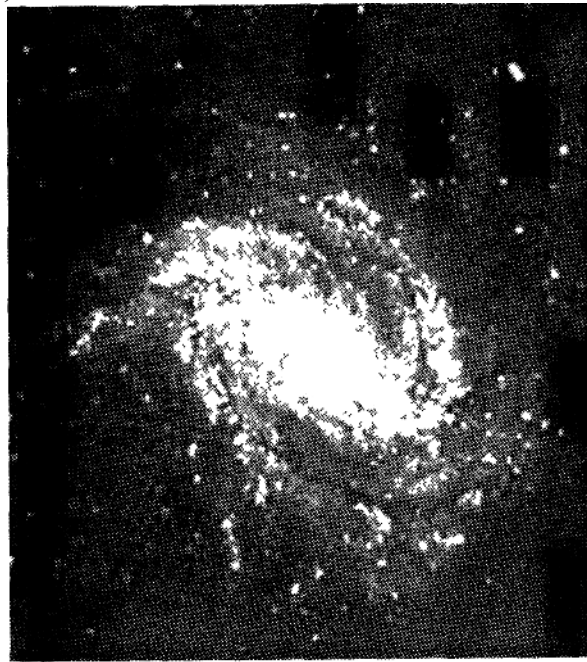


Рис. 1.1 - Типова спіральна Галактика

Менша частина зірок заповнює майже сферичний об'єм радіусом близько 15 тис. парсек (так звана сферична підсистема Галактики), концентруючись до центра (ядра) Галактики, який знаходиться від Землі в напрямку сузір'я Стрільця. Сонце розміщено поблизу галактичної площини на відстані близько 10 тис. парсек від центра Галактики. Для земного спостерігача зірки, які концентруються до галактичної площини, зливаються у видиму картину Чумацького Шляху.

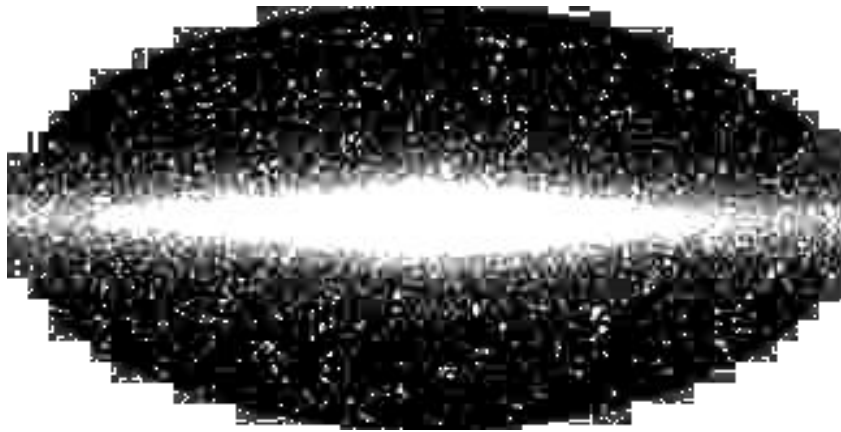


Рис. 1.2 - Схематичне зображення Галактики (вид з ребра)

Існують також інші галактики, які всі разом утворюють більш крупну зоряну асоціацію - метagalaxy. Вивченням всіх цих об'єктів і Землі як космічного тіла займається астрономія.

Найбільшу в світі швидкість має промінь світла - 300 тис. км/с. Відстань від Місяця до Землі (384,5 тис. км) світло проходить за 1,3 с, від Сонця до Землі (150 млн. км) приблизно за 8 хвилин, в той час як від найближчої зірки Альфа Центавра світло доходить за 4,3 роки, від величезної зірки Сіріус - за 8,8 роки, а від одної з найбільш яскравої зірки Рігель - за 653 роки.

Люди мріяли проникнути в тайни зірок та планет з глибокої давнини. Ще в античні часи накопичувались і систематизувались численні спостереження за зоряним небом. На основі спостережень за рухом Сонця і Місяця складали календарі. Накопичення та розширення знань людини про рух зірок і планет привело до виникнення астрономії. Складались карти зоряного неба, міркування про положення Землі в світовому просторі.

Загальні уявлення про положення небосхилу щодо Землі складались в усіх давніх народів приблизно однаково. Місяць та зірки - для освітлення в нічні години. По-іншому людина, з притаманним їй егоцентризмом, яка завжди вважала себе центром всього суцього, і гадати не могла. Проти таких уявлень висловлювався олександрійський вчений Аристарх Самоський (перша половина 3 ст. до н. е.). Він доказував, що не Сонце рухається навколо Землі, а Земля обертається навколо Сонця. Цього вченого називають «Коперніком стародавності».

Але пізніше, 150 р. до н.е. грецький астроном Клавдій Птоломей з Олександрії, написав свою знамениту працю «Альмагест» (з грец.



«великий труд»). В ній стверджувалося, що Земля знаходиться в центрі Всесвіту, а Місяць, планети та зорі обертаються навколо неї по особливих орбітах. Ця система, названа Аристотелем *геоцентричною*, вважалася дійсною моделлю Всесвіту більше 1400 років і, як не дивно, протрималась в деяких релігіях аж до наших днів.

Високий авторитет цього вченого, що залишив після себе багатотомні праці з узагальненням астрономічних знань того часу, «повернув» науку до геоцентризму. Ця концепція Птолемея (Земля - центр Всесвіту) затвердилась на тисячоліття головним чином тому, що вона відповідала вченню церкви і записана в Біблії.

Лише в 1543 році, незадовго до смерті, геніальний польський монах Ніколай Копернік наважився видати свою книгу «Про обертання небесних тіл», в якій сповістив світу, що в центрі Всесвіту є Сонце, а планети, в тому числі і Земля обертаються навколо нього по орбітах. Так було започатковано сучасні *геліоцентричні* (з грец. *геліос* - Сонце) наукові погляди.

Після відкриття німецьким астрономом І. Кеплером (1571-1630) законів руху планет, І.Ньютоном (1662-1727) закону Всесвітнього тяжіння ідеї Коперніка одержали нове життя. З цього часу і затвердилися основи наукової планетології і космології. Особливо бурхливо розвиваються знання про Всесвіт і небесні тіла в наш час - вік космічних досліджень.

Земля в астрономічному уявленні одна з 8 планет Сонячної системи (рис. 1.3).

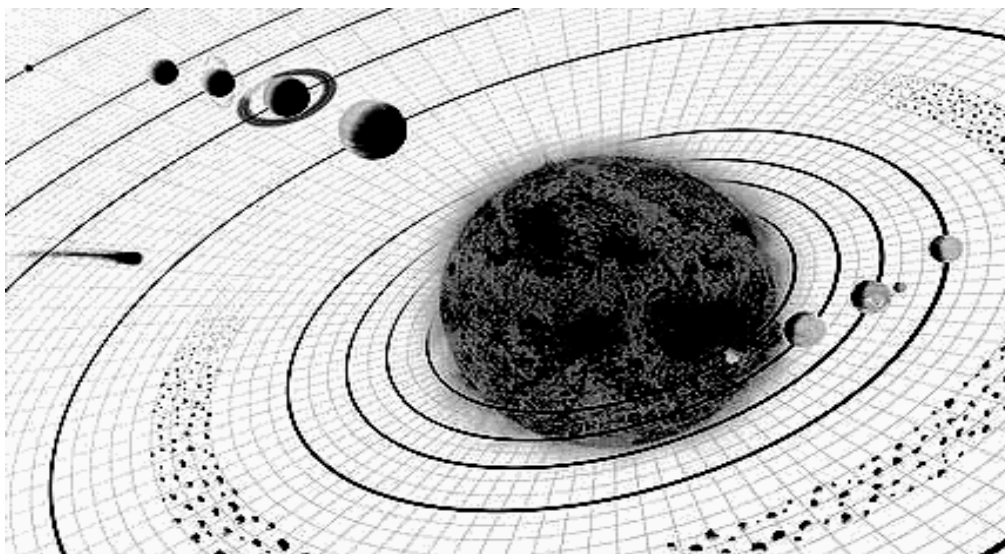


Рис. 1.3 - Планети Сонячної системи

Разом з Меркурієм, Венерою та Марсом вона складає групу кам'яних внутрішніх планет. Земля - третя від Сонця планета з середнім радіусом орбіти 150 млн. км. Створено багато наочних моделей Сонячної системи. Наприклад, Сонце і планети часто зображаються різними плодами, а орбіти - кругами різноманітної величини. Якщо відстань від Землі до Сонця в 150 млн. км прийняти за 1 м, то Сонце відповідає розмірам вишні, Юпітер - шпильковій голівці, а Земля - пилинці, меншій від десятої частки міліметра.

Сонячно-земні зв'язки, вплив зміни сонячної активності на земні процеси спричиняє виникнення магнітних бур, посилення іонізації газів в атмосфері, в біосфері впливає на врожаї сільськогосподарських культур, виникнення епідемій, тощо. Це обумовлено посиленням короткохвильового і корпускулярного випромінювання Сонця при сонячних спалахах та інших проявах сонячної активності.

## **1.2 Походження Землі та Сонячної системи. Космологічні Концепції, результати останніх досліджень**

Починаючи з сивої давнини, люди вивчали будову Землі, склад і властивості порід, які її складають, а також процеси, які безупинно змінюють земну поверхню. Змінювався вигляд Землі, змінювались і уявлення людей. Геологія розвивалась завдяки зусиллям багатьох вчених, працями яких закладено основи сучасного розуміння динаміки Землі.

Значний внесок в розвиток геологічних знань був зроблений російським вченим М. В. Ломоносовим (1711-1765). Він є одним із засновників сучасної геологічної науки. Ломоносов пояснював формування земної поверхні, весь процес розвитку Землі взаємодією внутрішніх та зовнішніх сил, їх синтезом.

Свої погляди він виклав в таких працях як «Первые основания горной науки» (1742 р.), «Слово о рождении металлов от трясения Земли» (1757 р.) і «О слоях земных» (1763 р.). Цими працями російський вчений набагато випередив свою епоху. Адже в Західній Європі впродовж багатьох років існували два основних суперечливих геологічних вчення: нептунізм і плутонізм.

Представники нептунізму (німецький вчений А. Г. Вернер, француз Ж. Делюк та ін.) стверджували, що всі гірські породи утворились з вод Світового океану, який раніше покривав усю планету.

Представники плутонізму (шотландський вчений Дж. Геттон та ін.) важливішу роль відводили дії внутрішніх факторів, передусім

вулканічним процесам та землетрусам, а також дії високої температури в глибинних шарах планети.

**Ломоносов М.В.** одним з перших сформулював дуже важливий принцип сучасної геології - принцип актуалізму, суть якого полягає в тому, що процеси, які відбувались в минулі геологічні епохи, мають багато спільного з сучасними геологічними процесами і явищами.

В другій половині XVIII ст. з'явилися важливі роботи космогонічного характеру (**космогонія** (від *космос* і...*гонія*; розділ астрономії, який вивчає походження і розвиток космічних тіл і їх систем (планет і Сонячної системи в цілому, зірок, галактик і т.д.). В 2-й половині XX ст. в планетній космогонії утвердилася гіпотеза про походження Сонця і планет з єдиної холодної газопилової хмари (гіпотеза Канта і Лапласа, розвинута О.Ю.Шмідтом, Ф. Хойлом, А. Камероном, Е. Шацманом) та ін. Зокрема, Х.А. Буффон стверджував, що Земля та інші планети Сонячної системи утворилися із згустків сонячної речовини при катастрофічному зіткненні Сонця з кометою. Буффон вважав, що спочатку планети знаходилися в розплавленому стані, але після цього стали поступово охолоджуватись.

Великим кроком у ствердженні ідеї еволюції природи стала космогонічна концепція німецького філософа **І. Канта** (1724-1804). Він вважав, що спочатку Всесвіт складався з нерухомих твердих частинок. Внаслідок взаємного їх притягання (на підставі законів Ньютона) частинки починали рухатись. Але рухались вони залежно від розмірів і щільності з різною швидкістю. Зіткнення частинок викликало в решті-решт обертання всієї системи і утворення центральної маси. Кант припускав, що процес створення сучасної картини світу з первинної розсіяної матерії відбувався протягом мільйонів років.

Подібну гіпотезу про походження Землі та інших планет Сонячної системи з первинної розжареної газоподібної речовини розробив французький математик **П.С.Лаплас** (1749-1827). Ця концепція, яка згодом була названа гіпотезою Канта-Лапласа, довго залишалась фундаментальною в геології (рис. 1.4).

Значний інтерес викликали гіпотези і радянських вчених О. Ю. Шмідта та В. Г. Фесенкова.

**Гіпотеза академіка О. Ю. Шмідта (1881-1956):** Земля, як і інші планети Сонячної системи, утворилася з холодної газопилової хмари, захопленої Сонцем з навколишнього космічного простору (рис. 1.4).

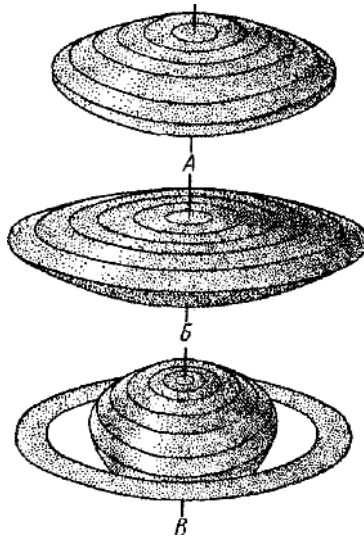


Рис. 1.4 - Утворення планетарної системи за Лапласом:  
 А - обертання газової туманності;  
 Б - сплющення туманності внаслідок збільшення швидкості обертання і утворення дископодібної форми;  
 В - відрив газоподібного кільця

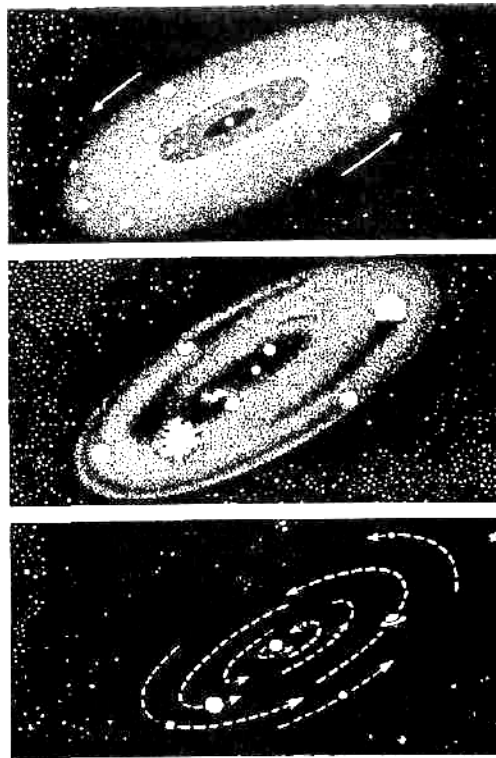


Рис. 1.5 - Походження планет згідно гіпотези О. Ю. Шмідта

Сонце старше за планети та Землю. Земля виникла поступово по мірі «збору» твердих частинок - метеоритів. Гіпотеза пояснює два дуже важливих питання: розподіл моменту кількості руху в Сонячній системі і закон планетних відстаней. Однак в гіпотезі є деякі слабко розроблені положення: в осадових породах древніх геологічних епох не зустрічаються викопні метеорити. Гіпотеза мало торкається питань походження самого Сонця та інших планет.

**Гіпотеза академіка В.Г.Фесенкова (1889-1972):** оскільки вік Сонця близький до астрономічного віку Землі, допустимо вважати, що Сонце і оточуючі його планети утворились одночасно і що це один процес виникнення зоряної системи з одного і того ж початкового середовища - деякої газопилової туманності (рис. 1.6). Внутрішні частини ущільнення послужили матеріалом для утворення Сонця, зовнішні - планет. Земля утворилась одразу в усій масі, а не збиралась з окремих частинок.

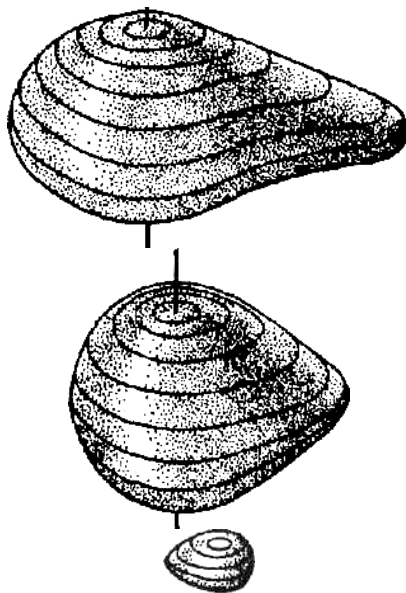


Рис. 1.6 - Схема утворення Землі згідно гіпотези В. Г. Фесенкова

На жаль, гіпотеза В. Г. Фесенкова не в змозі пояснити, чому близько 90% маси Сонця складають найлегші елементи - водень та гелій, а на Землі цих елементів міститься дуже мала кількість. Крім того, якщо планети утворились з сонячного виступу, то не зрозуміле походження сили, яка потім віддалила планети на великі відстані від Сонця.

Ряд вчених вважають, що Земля спочатку була однорідною. Проте внаслідок розпаду радіоактивних елементів виділялась величезна кількість

теплової енергії і надра Землі розігрівались. Почали проявлятися процеси гравітаційної диференціації - більш важкі речовини опускались вниз, а більш легкі підіймалися вгору.

Вони утворили базальтову земну кору. Саме з цього моменту відраховується геологічна історія Землі.

Уявлення про розвиток Землі базується на аналізі будови і складу гірських порід, які складають земну кору. Довготривалий етап від початку формування Землі до утворення найдавніших гірських порід не залишив достовірних свідчень своєї історії, тому вся історія Землі поділяється на два головних етапи: планетарний і геологічний.

Велика заслуга в розвитку еволюційних ідей в геології належить англійському вченому Ч. Лайелю (1797-1875). Його працями геологія остаточно оформляється в самостійну і важливу галузь природознавства.

Одним з найбільш значних завоювань теоретичної геології в кінці ХІХ ст. було утворення вчення про геосинклінали і платформи. Засновником вчення про платформи є академік А. П. Карпінський (1847-1936).

Знаменитий австрійський геолог Е. Зюсс (1831-1914) в своїй 3-томній праці «Обличчя Землі» підвів підсумок всьому розвитку геології аж до ХХ ст.

Чималих успіхів досягла геологія в ХХ ст. На початку століття було відкрито явище *радіоактивності*. Використання цього явища в геології привело до утворення геохронологічного методу - методу встановлення абсолютного віку гірських порід.

*Геохронологія* (від *гео...* і *хронологія*) (геологічне літочислення), вчення про хронологічну послідовність формування і вік гірських порід, що складають земну кору. Розрізняють відносну та абсолютну (або ядерну) геохронологію. Відносна геохронологія використовує принцип послідовності нашарування гірських порід; встановлюється так звана стратиграфічна шкала, яка служить основою для створення геохронологічної шкали (послідовності відрізків часу) з відповідними підрозділами - еон, ера, період і т. д.

Для абсолютної геохронології, яка вираховується в тис. і млн. років і встановлює радіометричний вік, використовується радіоактивний розпад ряду елементів, який проходить з постійною швидкістю і не змінюється під впливом зовнішніх умов. Абсолютна геохронологія запропонована на початку ХХ ст. П.Кюрі та Е.Резерфордом. В залежності від кінцевих продуктів розпаду виділяють свинцевий, гелієвий, аргонний, калієвий, стронцієвий та інші методи абсолютної геохронології, а також радіовуглецевий (по  $^{14}\text{C}$ ).

В ХХ ст. відбулась подальша диференціація геологічних наук. Успішно розвивались такі розділи геології як стратиграфія, літологія, геохімія, геофізика, тектоніка та ін. В той же час геологія об'єднувалась з суміжними науками - геохімією, геофізикою для спільного пізнання глибинних зон земної кори і мантії.

Початок сучасного етапу розвитку геології звичайно відносять до 50-х років ХХ ст.

В останні десятиліття з'явилися нові технічні засоби і методи: морське і глибоке (надглибоке) буріння, океанографічні дослідження, вивчення Землі за допомогою штучних супутників і космічних кораблів, нова апаратура для петролого-мінералогічних експериментів і визначення фізичних властивостей мінералів в умовах надвисоких тисків і температур, характерних для глибинних надр Землі. На першу половину 60-х років нинішнього століття припадають важливі відкриття в області вивчення структури дна океану і природи серединно-океанічних хребтів. В цей час були закладені основні гіпотези «нової глобальної тектоніки», або «тектоніки плит». Багато геологів світу приймають її в якості робочої гіпотези для пояснення розвитку земної кори.

### *1.2.1 Результати останніх досліджень, відносно будови Землі*

Для вивчення глибинних надр Землі використовують три підходи:

- 1) сейсмічні методи (сейсмічна томографія - ґрунтується на поширенні поздовжніх та поперечних хвиль і замірах їх швидкостей);
- 2) методи ізотопного аналізу речовини;
- 3) експериментальний метод, оснований на вивченні поведінки речовини при високих тисках і температурах, які наближаються до тих, що існують в мантії і навіть в ядрі.

Було виявлено, що структура земних надр неоднорідна як по вертикалі, так і по горизонталі.

У 60-х роках в геології сталась революція - геологія з чисто описової, світоглядної науки перетворилась на науку точну, подібну до фізики чи хімії. Причиною революції стали такі міркування.

Оскільки літосферні плити уявлялись як жорсткі тіла, які переміщуються по земній сфері, то це давало можливість математично описати рух літосферних плит. Не просто говорити, що ця плита рухається в такому-то напрямку, швидко чи не дуже, що плити зближуються, а давати цілком визначену числову оцінку переміщення літосферних плит.

Була використана відома теорема Ейлера про те, що будь-яке переміщення по сфері може бути описано у вигляді обертання навколо осі,

яка проходить через центр цієї сфери. Так були отримані шляхи руху літосферних плит. Існує цілий каталог і банки даних, з яких можна дізнатись про напрямок і швидкість руху однієї плити відносно іншої сьогодні і в будь-який період протягом останніх 150 млн. років.

Недоліками нової теорії було те, що:

1) тектоніка літосферних плит розглядала процеси переміщення маси речовини лише у верхніх оболонках Землі і не розглядала надра. В якості механізму, який приводить в рух плити, розглядали конвективні рухи в мантії (викликані різницею в щільності речовини);

2) вважалось, що головні геологічні події і перетворення поверхні Землі відбуваються вздовж кордонів літосферних плит. Однак цілий ряд подій і явищ, в тому числі і дуже важливих, відбувається за межами кордонів літосферних плит.

Мається на увазі той факт, що такі потужні вулкани, як, наприклад, на Гавайських островах, знаходяться в центрі Тихого океану, з боку від будь-якого кордону літосферних плит. Такі ж є і в Атлантичному, і в Індійському океанах, і на материках.

Пояснення цьому явищу на початку 70-х років знайшли геологи - канадський геофізик Т. Вільсон і американець Дж. Морган. Вони припустили, що десь в мантії Землі існують гіпотетичні гарячі точки. Ці точки нерухомі відносно осі Землі і мантії. Отже плита, яка проходить над такими гарячими точками мантії, ніби пропалюється ними знизу, і слід руху над такою гарячою точкою ми спостерігаємо у вигляді появи на поверхні серії вулканів.

І справді, багато сучасних гарячих точок, Гаваї наприклад, супроводжуються хвостами з ланцюгів вулканічних гір, хребтів. Вони тягнуться на 2-3 тис. км. Ці хвости не обов'язково прямолінійні, можуть бути вигнутими. По суті, вони відображають той шлях, по якому проходила літосферна плита над гарячою точкою.

Ці гарячі точки досі використовуються для того, щоб оцінити, яким чином переміщуються літосферні плити в так званій абсолютній системі координат. Це дозволяє порівняти отримані дані з іншими, наприклад, з палеомагнітними даними, які фіксують переміщення плит відносно магнітних полюсів, з палеокліматичними даними, які відновлюють колишні кліматичні зони, з біогеографічними та ін.

Однак довгий час - до кінця 70-х - початку 80-х років - гарячі точки були «чорним ящиком», їх фізичної суті не було розгадано. Саме в цей період головні дослідження геології змістились від поверхневих оболонок в глиб планети.

На основі статистичного аналізу розподілу гарячих точок на земній



поверхні вчені прийшли до висновку, що розміщення їх не безладне, а дуже регулярне. Можна виділити 4 великих поля поширення гарячих точок:

- 1) тихоокеанське - поширене на значну частину Тихого океану;
- 2) африканське - включає Африку і частину Атлантичного океану - острови Канарські, Зеленого Мису, Азорські, Вознесіння, св. Єлени, багато інших, а також Ісландію і ряд островів у Індійському океані.

Ці два поля мають розміри в поперечнику 9-10 тис. км і охоплюють чверть поверхні земної кулі.

Крім того, існує два малих поля:

- 1) австралійське;
- 2) східно-азійське (поширюється до Південно-Східної Азії). Ці менші поля мають в поперечнику до декількох тисяч кілометрів.

Малі і великі поля гарячих точок не пов'язані з кордонами плит. Вони є стійкими щонайменше останні 150-160 млн. років.

В місцях гарячих точок відмічено дуже великі підняття в рельєфі земної поверхні - 500-1000 м. Це, наприклад, Африка, яка в середньому на 500 м вища за середній рівень континентів. Порівняно низьке положення займають холодні місця - Індія та Євразія.

Крім того, було встановлено, що поверхня астеносфери, яка знаходиться в розм'якшеному стані і по якій переміщуються літосферні плити, не є рівною - різниця поверхонь може складати до 5 км. Це залежить від того, над яким полем знаходиться астеносфера - гарячим чи холодним. Над гарячими рівень астеносфери підіймається, над холодними - опускається, в подальшому магма, яка виливається в серединно-океанічних хребтах в гарячих полях, дуже сильно відрізняється за складом від магми, яка виливається на дно океану над холодним полем.

Таким чином, феномен гарячих полів виявився пов'язаним з аномаліями:

- топографічними;
- форми Землі;
- форми астеносфери;
- геохімічними.

Було досліджено границю ядро-мантія на глибині 2700-2800 км. За ступенем затухання сейсмічних хвиль виявлено гарячі області в надрах Землі. Якщо сумістити гарячі області в надрах Землі з гарячими полями на її поверхні, то виявиться, що на 85 % вони співпадають. З такими гарячими областями і полями пов'язують і зміни в формі геоїда. Це є одним з найбільших відкриттів, яке стосується будови Землі. Зроблено воно в середині 80-х років американськими вченими.

Таким чином, за останні десятиліття науками про Землю отриманий принципово новий фактичний матеріал, і ще більш гостро постало питання про побудову цілісної геологічної теорії. Проте на теперішній час єдина теорія глибинної будови і розвитку Землі ще не створена.

### *Історія розвитку Землі*

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 тривалим і, мабуть, складав не більше 100 млн. років.

Другий прадавній етап часто іменують *догеологічним*, оскільки гірських порід цього часу практично не збереглося, а процеси, що протікали на даному етапі, наводили до диференціації речовини усередині планети, утворенню якоїсь первинної земної кори основного складу, виділенню зовнішнього, рідкого ядра Землі і, відповідно, появі магнітного поля. Найімовірніше, що в цей час енергійно виявлялося метеоритне бомбардування Землі, а її поверхня нагадувала сучасний Місяць або швидше Венеру, враховуючи, що існувала безкиснева атмосфера, хмари якою щільною пеленою закривали Землю.

Починаючи з рубежу приблизно в 4,0-3,5 млрд. років тому починається третій етап, який в цілому можна назвати *докембрійським*, а його верхній рубіж був приурочений до межі середнього пізнього рифу, тобто приблизно 1 млрд. років тому.

Річ у тому, що в пізньому рифі почався розпад гігантського материка Пангея і були закладені всі основні рухомі пояси, що надалі розвивалися у фанерозої. Тривалість докембрійського етапу дуже велика - близько 3 млрд. років, і в найзагальнішому вигляді в нім 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 відрізнялися за структурним планом земної поверхні, палеогеографічною і палеогеодинамічною обстановками та палеокліматичними умовами. Перехід від криптозою до фанерозою ознаменувався бурхливим розквітом органічного життя, але вже в кінці пізнього протерозою, удосталь з'являється бескелетна фауна.

У пізньому рифі стався розпад Пангеї на Гондвану і Лавразію - два гігантські материки, а потім почала розпадатися і Лавразія і саме в цей час були закладені головні рухомі пояси.

Розгляд геологічної історії Землі у фанерозойській зоні можна вести по ерах: палеозойської, мезозойської і кайнозойської. 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 складчатістю осадових і магматичних порід, що накопичилися.

Виділяються: 1) ранньопалеозойський етап, що почався в пізньому рифі або венде і закінчився складчатістю в силурійський період;

2) пізньопалеозойський етап - девон-пермь, інколи охоплює і ранній тріас;

3) мезозойський етап - тріас (місцями захоплює і кінець пізнього палеозою) - юра із складчатістю в середині юри;

4) мезозойсько-кайнозойський (альпійський) етап, що почався в ранній юрі і закінчився складчатістю 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 якого збереглися прадавні гірські породи. З часу утворення Землі як планети Сонячної системи – 5 - 6 млрд. років назад - близько 1 млрд. років пройшло до формування порівняно тонкої, нестійкої земної кори, яка легко дробилася, розплавлялася і виникала знов. Через тріщини виливалися величезні кількості 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-кисневою. Основним джерелом газоподібних сполук були вулканічні виверження, що поставляли азот, аміак, вуглекислоту, водяні пари, метан, водень, інертні гази, соляну, сірководневу, плавикову кислоти і багато інших.

Спочатку атмосфера була безкисневою, вона втрачала гелій і водень за рахунок виходу їх в світовий простір. Початок розвитку органічного життя викликав появу кисню, концентрація якого повільно підвищувалася.

Коли земна кора остигнула до температури нижче за точку кипіння води, остання стала займати певні простори на Землі - виникли перші озерні і морські басейни. З'явилася можливість розмиву та відкладення 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 розчленовування геологічних розрізів використовуються методи: літологічний, палеонтологічний, мікропалеонтологічний, палеомагнітний, сеймостратиграфічний.

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.

### 1.3 Форма та розміри Землі

Питання форми та розмірів Землі цікавило людство ще з часів глибокої давнини. На його вирішення було витрачено не одне століття. Істина виборювалася поступово і у важкому протистоянні з різними, в тому числі і релігійними, забобонами. Сьогодні вже ніхто не сумнівається, що Земля за своєю формою подібна до кулі та інших планет Сонячної системи. Проте цей шлях пізнання вимагав тривалого часу і, відповідно, розвитку науково-технічного прогресу.

Лише в XVII—XVIII століттях, коли для вивчення розмірів Землі почали застосовувати точні методи вимірювання (*триангуляція*), було встановлено, що наша планета не є ідеальною кулею, оскільки полярний та екваторіальний радіуси відрізняються за своєю довжиною більше, ніж на 21,3 км.

Це дозволило зробити висновок про сплюсненість Землі по осі її обертання і підтвердило зроблене ще на межі XVII і XVIII століть І.Ньютоном теоретичне обґрунтування такого явища. Ньютон також вперше пояснив роль гравітації та відцентрової сили у формуванні фігури Землі. Пізніше результатами вимірювання величин дуг меридіанів та паралелей, виконаних в різних країнах, було встановлено, що Земля стиснена не тільки на полюсах, але і по екватору: найбільший і найменший екваторіальні радіуси відрізняються за довжиною на 213 м. Така форма Землі нагадує тривісний еліпсоїд, або сфероїд.

Уявлення про Землю як про еліпсоїд (або сфероїд) в принципі вірні, але насправді поверхня Землі більш складна. Найбільш близькою до сучасної фігури Землі є фігура, яка дістала назву "геоїд", що в перекладі означає "землеподібний".

**Геоїд** - це уявна поверхня, по відношенню до якої сили тяжіння направлені перпендикулярно в будь-якій точці Землі. В межах акваторій океанів вона співпадає з поверхнею води, яка знаходиться в стані спокою. На суходолі лінія геоїда відхиляється в той або інший бік так, щоб вона залишалася перпендикулярною до напрямку вектора сили земного тяжіння. Іншими словами, *геоїд - це вирівняна поверхня гравітаційного потенціалу, яка співпадає з поверхнею води в океанах*, тобто поверхнею "рівня моря" від якої ведеться відлік висотних відміток місцевості. Поверхні геоїда і сфероїда завдяки різниці в розподілі мас Землі, що спричиняє аномалії сили тяжіння, не співпадають і розходження між ними становить +87 і -105 м (рис. 1.7).

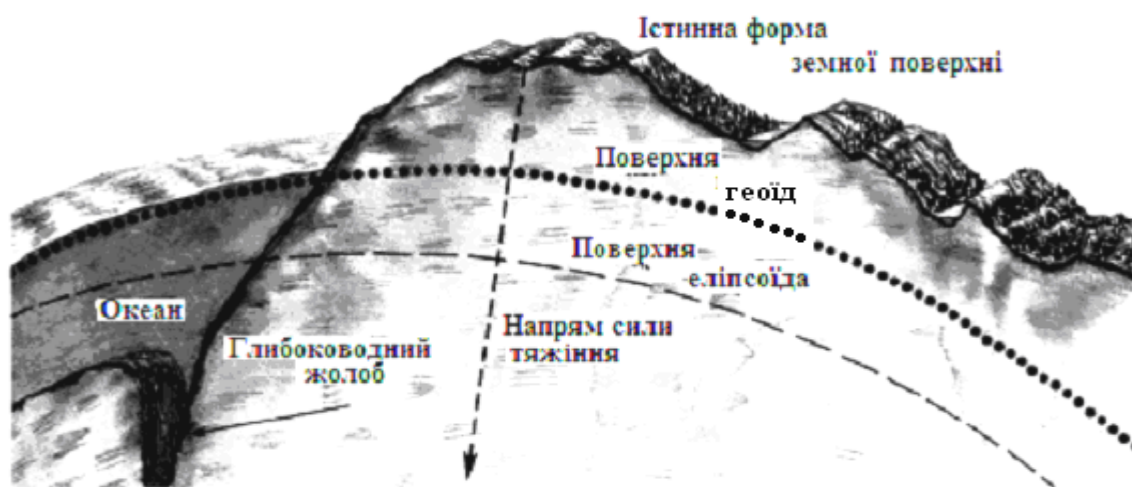


Рис. 1.7 - Поверхня рельєфу (фізична поверхня), сфероїда та геоїда

Форма та розміри Землі були математично обґрунтовані геодезистом О. Ізотовим у 1940 р., а змодельована ним фігура, на честь відомого радянського геодезиста Ф. Красовського була названа **еліпсоїдом Красовського**. На сьогоднішній день параметри еліпсоїда Красовського підтверджені сучасними методами досліджень, у тому числі з залученням даних штучних супутників Землі, і складають:

- екваторіальний радіус ( $a$ ) - 6378,254 км;
- полярний радіус ( $b$ ) - 6356,863 км;

полярне стиснення ( $\alpha$ )-1/298,25.

За цими параметрами, були обчислені площа поверхні Землі, яка становить 510 млн. км<sup>2</sup>, та її об'єм -  $1,083 \cdot 10^{12}$  км<sup>3</sup>.

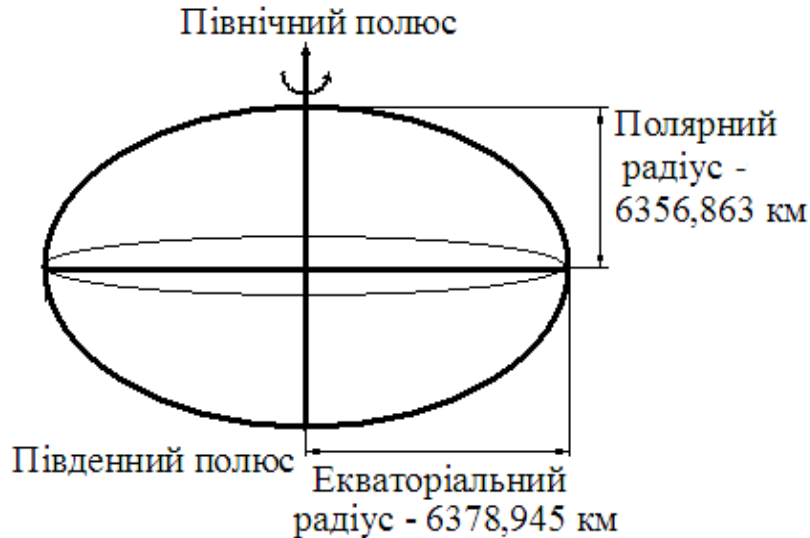


Рис. 1.8 - Математична модель Землі.

#### 1.4 Рухи Землі

Земля знаходиться від Сонця на відстані близько 149,6 млн. км і рухається по еліптичній орбіті близькій до кола радіусом 149,5 млн. км зі швидкістю 29,765 км/с, а період обертання становить 365,24 сонячних діб.

Стиснення еліпса називається *ексцентриситетом*, величина якого визначається як відношення відстані між центром еліпса та одним з фокусів ( $c$ ) до довжини великої піввісі ( $a$ ). Для Землі  $c$  складає 2,6 млн. км,  $a$  - 149,5 млн. км, а ексцентриситет - 0,017.

В найбільш віддаленій точці орбіти - *афелії* - Земля знаходиться майже на 5 млн. км далі від Сонця, ніж у точці найбільшого наближення до Сонця - *перигелії* (рис. 1.9 ). Стиснення земної орбіти не постійне і приблизно через 200 тис. років ексцентриситет орбіти Землі змінюється від 0,003 до 0,078.

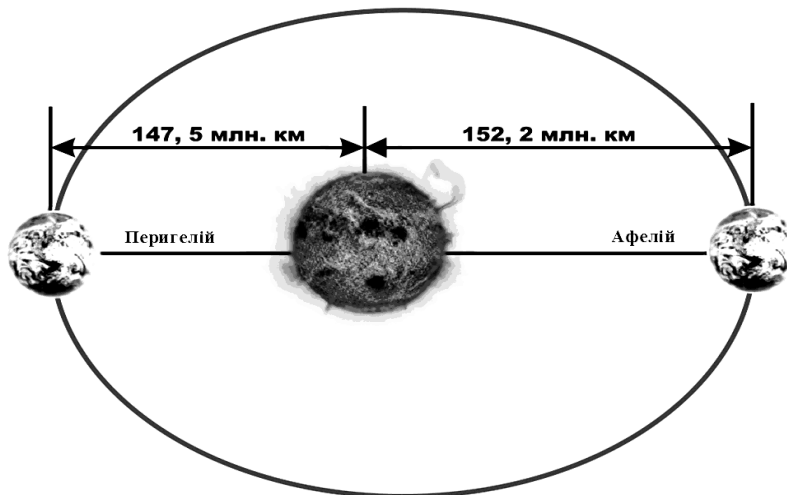


Рис. 1.9 - Афелій і перигелій - точки орбіти небесного тіла.

Повне обертання навколо своєї осі Земля здійснює за 23 години 56 хвилин і 4,1 секунди. Вісь обертання утворює з площиною орбіти кут рівний  $66^{\circ}33'$ . Проте ця величина непостійна. З періодом в 26 тис. років вісь Землі здійснює повільне дзигоподібне обертання по конічній поверхні відносно перпендикуляра до площини орбіти. Ці рухи осі називаються *прецесією*.

Кут нахилу осі обертання Землі зумовлює відмінності кліматичних умов у північній та південній півкулях планети, при цьому ці відмінності періодично компенсуються прецесією. З періодом близько 80 тисяч років кут нахилу осі обертання Землі змінюється від  $63,5^{\circ}$  до  $68,5^{\circ}$ , що спричиняє періодичні зміни кліматичних поясів на планеті.

Маса Землі складає  $5,977 \cdot 10^{27}$ г, а середня щільність -  $5,52$  г/см<sup>3</sup>. Середнє прискорення сили тяжіння на земній поверхні не перевищує 981 гал, а відцентрове прискорення на екваторі сягає 3,4 гал.

Характерною властивістю Землі є наявність гравітаційного, магнітного, електричного та геотермічного полів. Природа гравітаційного поля до сьогодення залишається не з'ясованою. Причиною виникнення магнітного поля є рух електропровідної речовини ядра. Це дипольне поле з магнітним моментом, спрямованим під кутом  $11,3^{\circ}$  до осі обертання Землі. З ним тісно пов'язане електричне поле. Для земної кори властивий негативний електричний заряд, який компенсується позитивним зарядом атмосфери.

Геотермічне поле планети зумовлене внутрішнім теплом, джерелом якого є реакції радіоактивного розпаду в її надрах. Вигляд поверхні Землі визначають материки та океани. Середня площа материків і островів,

тобто суходолу, становить 149млн.км<sup>2</sup>, а площа океанів - 361 млн. км<sup>2</sup>. Середня висота материків над рівнем моря сягає 860 м, а середня глибина океанів - 3900 м.

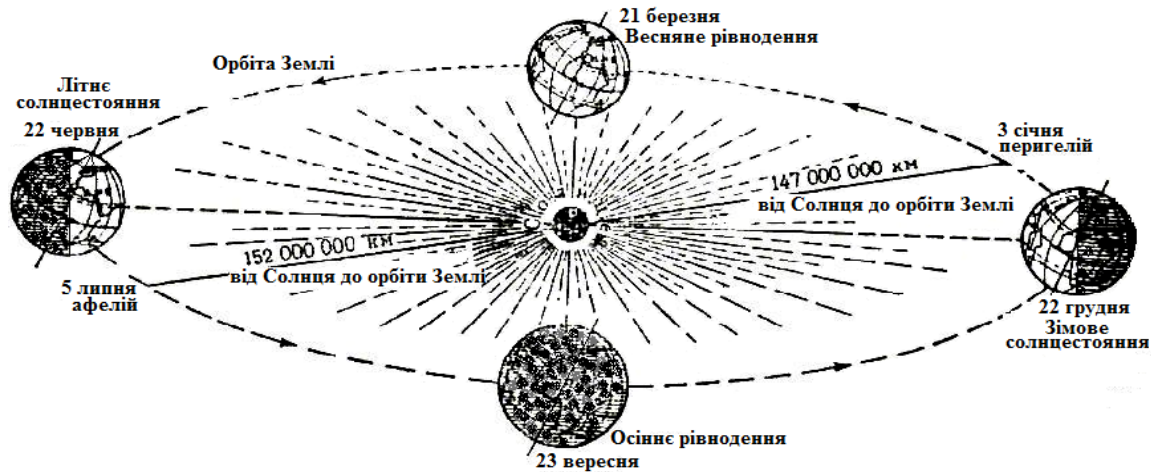


Рис. 1.10 - Схема річного руху Землі навколо Сонця.

Земля має атмосферу та гідросферу, які забезпечують розвиток на планеті життя, що робить її відмінною від інших планет Сонячної системи.

Для Землі властива непостійна швидкість обертання навколо своєї осі. Розрізняють *три типи зміни величини кутової швидкості*: вікове сповільнення, нерегулярні стрибкоподібні зміни та періодичні коливання.

**Вікове сповільнення**, як вважають вчені, зумовлене діями місячного та сонячного притягання, які спричиняють припливи та відпливи на Землі, а також, деякою мірою, можуть впливати на перерозподіл мас в надрах планети.

**Нерегулярні зміни** кутової швидкості відбуваються, здебільшого, через певні проміжки часу (від 10 до 30 і більше років), їх природа досі ще залишається не з'ясованою. Вважається, що вони можуть бути викликані змінами щільності речовини в надрах Землі.

**Періодичні зміни** з річним і піврічним періодами проявляються у тому, що влітку Земля обертається швидше, ніж весною. Різниця в тривалості доби у серпні та березні складає близько 0,0025 с. Причину цих змін М.М.Парійський бачив у сезонних змінах атмосферної циркуляції.

За період геологічної історії, тобто від архейського періоду (4,5 -2,6 млрд. років назад) і до сьогодення, як свідчать вчені, тривалість доби збільшилася на 4 години, що вказує на уповільнення швидкості



обертання Землі навколо своєї осі. Як засвідчують палеонтологічні дані в сукупності з астрономічними та геофізичними розрахунками у середині девонського періоду палеозойської ери (це близько 385 - 375 млн. років тому), тривалість року складала 399 днів, а доба тривала 22 години. Тобто Земля *оберталася швидше*, ніж тепер. Підраховано також, що під впливом припливів тривалість діб збільшується на 20 секунд за 1 млн. років, відповідно *наша планета уповільнює швидкість обертання і кількість діб у році поступово зменшується*.

## **2 БУДОВА, СКЛАД ТА ФІЗИЧНІ І ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ЗЕМЛІ**

Земля, як найбільш розвинена планета Сонячної системи, характеризується складною будовою, вираженою в наявності декількох оболонок або геосфер, які відрізняються своїм складом, фізичними властивостями та станом речовини. Серед них розрізняють зовнішні геосфери, які доступні для безпосереднього вивчення, і внутрішні геосфери, дослідження яких проводиться шляхом застосування непрямих геологічних, геофізичних та геохімічних методів.

### **2.1 Зовнішні геосфери Землі**

До зовнішніх геосфер Землі належать атмосфера, гідросфера, біосфера та ноосфера. Вони проникають одна в одну та знаходяться в постійній взаємодії між собою і твердими оболонками Землі. Проявом цієї взаємодії є обмін між ними речовиною та енергією.

**Атмосфера** - це газова оболонка, складена сумішшю газів, співвідношення яких змінюється з висотою. Біля поверхні Землі 78,09% її об'єму належить азоту, 20,95% - кисню; аргон і вуглекислий газ складають, відповідно, 0,93% і 0,03%. В незначних кількостях у повітрі містяться водень, неон, гелій, криптон, ксенон, радон, йод, водяна пара, озон, метан та інші гази.

Такий склад атмосфери практично не змінюється до висоти 100 км. Окрім газів в ній знаходиться також певна кількість твердих частинок у вигляді пилу різноманітного походження. Найбільше його поступає в повітря під час пилових бурь у районах пустель та напівпустель, при виверженні вулканів, а також з космічного простору. Не остання роль у забрудненні атмосфери пилом належить техногенній діяльності людини. Найбагатшими на пил є нижні шари атмосфери, але він виявлений також і на висоті 100 - 150 км.

Залежно від складу та фізичних параметрів (густини повітря, тиску, температури) атмосфера, верхня межа якої сягає висоти 2000 км, поділяється на три горизонти - тропосферу, стратосферу та іоносферу.

**Тропосфера** характеризується високою густиною, наявністю в складі, окрім азоту та кисню, вуглекислого газу, водяної пари та великої кількості твердих частинок різного походження. *Висота* її верхньої межі змінюється в залежності від *географічної широти*. В екваторіальній та тропічній зонах вона сягає 17-18 км, а в полярних та приполярних областях знижується до 8-10 км.

Характерним для тропосфери є також нерівномірність температури повітря. Тепліші його шари знаходяться в приземній частині, а з висотою температура понижується в середньому на 6 °С через кожен кілометр і біля верхньої межі становить -85 °С. Шар мінімальних постійних температур у верхній частині тропосфери називається тропопаузою і є межею між тропосферою і розташованою вище стратосферою.

**Стратосфера** займає повітряний простір на висоті від 8-18 до 50-55 км. *Характерною її властивістю* є сильно розріджений стан повітря і закономірне підвищення температури з висотою до -10 - +10 °С. На висоті близько 55 км температура стабілізується і цю частину стратосфери називають стратопаузою. В межах стратосфери на висоті біля 25 км знаходиться *озоновий шар*, який поглинає велику частину ультрафіолетової радіації Сонця, захищаючи все живе на Землі від її згубної дії.

**Іоносфера**, верхня оболонка атмосфери, ділиться на три підгоризонти: *мезосферу, термосферу і екзосферу*.

**Мезосфера** сягає висоти біля 80 км. Характерною її ознакою є наявність так званої сріблястої хмарності і пониження температури (підвищення якої відбувається в стратосфері) до -90 °С. Завершується мезосфера шаром з постійними мінімальними температурами, який називається мезопаузою. Слід зазначити, що взимку температура у мезосфері вища в порівнянні з літнім періодом. Однією з особливостей мезосфери є високий вміст іонів газів, які спричиняють своєрідне світіння атмосфери, відоме як полярне сяйво.

**Термосфера**, верхня межа якої проходить приблизно на висоті 800км, характеризується черговим підвищенням температури до 1000-2000°С, що й зумовило назву цієї оболонки атмосфери. Починаючи з висоти 200 км у термосфері відбувається розподіл газів за молекулярною масою і збільшення вмісту водню та гелію. Окрім того, з висотою зростає роль іонізованих атомів та інших заряджених частинок, через що цю сферу ще називають *іоносферою*.

**Екзосфера** знаходиться вище 800 км і мало вивчена. В її складі переважають іони легких газів і елементарні частки, які рухаються з великою швидкістю але майже не зустрічаються одна з одною. Для зовнішніх шарів екзосфери характерне розсіювання - дисипація атмосфери в космічний простір. Проте цьому розсіюванню протидіє магнітне поле Землі, яке утримує іонізовані частки в магнітосфері, верхня границя якої віддалена від земної поверхні на 25-35 тисяч кілометрів.

Важливою складовою атмосфери з точки зору впливу на геологічні процеси і об'єкти, як це буде показано нижче, є атмосферна волога та рух повітря, що впливають на формування кліматичних і погодних умов.

**Гідросфера, або водна оболонка** має безпосереднє відношення до геологічних процесів. Вона об'єднує поверхневі та підземні води. Верхня її межа відповідає рівню поверхні відкритих водоймищ, а нижня умовно проводиться в надрах Землі на глибині температурного рівня +374 °С, при якому вся вода переходить у газоподібний стан.

У складі гідросфери виділяється *три основних типи природних вод*, які відрізняються за хімізмом та фізичними властивостями. Це води:

- а) морів і океанів або океаносфера,
- б) води суходолу і льодовиків,
- в) підземні води.

Загальна маса гідросфери становить  $1644 \cdot 10^{15}$  т, що не перевищує 0,025% загальної маси Землі. В кількісному відношенні води гідросфери розподіляються наступним чином:

- океанічні - 1370 млн. км (86,5% всієї маси води),
- води суходолу - 0,5% млн. км<sup>3</sup>,
- води материкових льодовиків - 22 млн. км<sup>3</sup>,
- підземні води - 196 млн. км<sup>3</sup>.

Всі води гідросфери мінералізовані і можуть розглядатися як природні розчини. На відміну від атмосфери, в гідросфері чітко проявляється горизонтальна неоднорідність (зональність): води суходолу, здебільшого, прісні, а океанів та морів - солоні. Океанічна вода містить, в середньому, 35 г солей на 1 л.

Більшість вод суходолу утворилися за рахунок атмосферних опадів, які характеризуються мінімальною мінералізацією і належать до так званих прісних вод.

Під впливом сонячної радіації води гідросфери Землі знаходяться в постійному русі - в безперервному кругообігу. Вода у вигляді пари атмосферної вологи, атмосферних опадів та річкового стоку, а також океанічними течіями переміщується на великі відстані. В атмосфері вона

максимально насичується вільним киснем, а при зіткненні з верхніми шарами земної кори втрачає його.

В процесі кругообігу в єдину систему об'єднуються всі води гідросфери, а також відбувається тісний взаємозв'язок природних вод з атмосферою, земною корою та живим світом планети. Таким чином, в загальному кругообігу води можна виділити своєрідні ланки: атмосферну, океанічну, літогенну, біогенну та промислово-господарську.

Волога гідросфери разом з розчиненими в ній речовинами приймає активну участь у хімічних реакціях, які проходять в атмосфері, земній корі і біосфері. В зв'язку з цим, гідросфера, як і атмосфера, є активною діючою силою і середовищем геологічних процесів.

Третьою зовнішньою оболонкою Землі є **біосфера**. Вона об'єднує сфери планети, де існує життя, і включає в себе всю гідросферу, верхню частину літосфери та нижню частину атмосфери (нижче озонового шару).

Жива речовина за своєю масою ( $2,4 \cdot 10^{12}$  т) складає незначну частину в порівнянні з іншими зовнішніми оболонками планети, але за активною дією на довкілля посідає перше місце і якісно відрізняється від усіх інших оболонок.

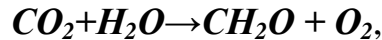
За способом живлення та відношенням до зовнішнього середовища розрізняють організми *автотрофні*, які споживають неорганічні мінеральні речовини, і *гетеротрофні*, що живляться іншими організмами та їхніми рештками. Більшість організмів *аеробні*, тобто такі, для життя яких потрібне повітря. Значно менша частина, здебільшого мікроорганізми, відносяться до *анаеробних*, які можуть існувати і в безкисневому середовищі.

Основою живої речовини є *вуглець*, який утворює нескінчену кількість різноманітних хімічних сполук. Окрім вуглецю, найпоширенішими *хімічними складовими* живої природи є *кисень*, *водень* та *азот*. Інші елементи присутні у невеликих кількостях, проте відіграють важливу роль у фізіології організмів. Основна маса живої речовини зосереджена в зелених рослинах, які поглинають енергію сонячного проміння і утворюють складні органічні сполуки.

**Фотосинтез** процес природного формування органічної речовини одержав назву Він залучає до річного кругообігу велику кількість речовин Землі та обумовлює високий кисневий потенціал атмосфери і біосфери в цілому.

Фотосинтез є своєрідним регулятором геохімічних процесів і фактором, який визначає наявність вільної енергії зовнішніх оболонок

Землі. З точки зору хімії фотосинтез - це окислювально-відновна реакція



у результаті якої за рахунок поглинання вуглекислоти і води синтезується органічна речовина та виділяється вільний кисень. В планетарному масштабі при реакціях фотосинтезу живою речовиною щорічно засвоюється  $3,65 \cdot 10^{11}$  т вуглекислоти та  $1,5 \cdot 10^{11}$  т води, що приводить до утворення в біосфері Землі 266 млрд.т вільного кисню, при цьому біомаса Світового океану є: головним генератором вільного кисню в атмосфері.

При відмиранні організмів відбувається зворотний фотосинтезу процес, тобто розкладання органічної речовини шляхом її окислення та утворення продуктів розкладу. Цей процес у межах земної кулі знаходиться в стані динамічної рівноваги з фотосинтезом, у зв'язку з чим загальна кількість біомаси на Землі є постійною.

Невід'ємною частиною біосфери є *людина*. Вона своїм розумом і діяльністю проникає в усі сфери Землі, вивчаючи і навіть змінюючи їх, створюючи свою область мислення та дії, тобто свою сферу в природній системі планети.

Враховуючи це, В.І. Вернадський на початку ХХ століття запропонував виділяти нарівні з літосферою, атмосферою, гідросферою, біосферою ще одну оболонку - *ноосферу*. В буквальному перекладі з грецької мови "*ноосфера*" означає "*мисляча оболонка*" і вона об'єднує ту частину земної кулі, на яку поширюється активна і зростаюча дія людини.

*Ноосфера* - це свого роду вища стадія еволюції біосфери, пов'язана з виникненням цивілізації, з періодом, коли розумова діяльність людини стає головним, визначальним фактором розвитку Землі. Згідно з останнім В. Вернадський писав: "*Ноосфера є нове геологічне явище на нашій планеті. В ній вперше людина стає важливою геологічною силою. Вона може і повинна перебудовувати своєю працею та думкою область свого життя, перебудовувати істотним чином у порівнянні з тим, що було раніше*".

Зовнішні оболонки Землі; атмосфера, гідросфера, біосфера та ноосфера, як це вже зазначалось, взаємно проникають одна в іншу та взаємодіють, що визначає перебіг складних процесів і явищ, які відбуваються на поверхні планети.

## 2.2 Внутрішні геосфери Землі

Вивчення внутрішньої будови нашої планети проводиться сейсмічним методом, який базується на реєстрації швидкостей поширення в тілі Землі поздовжніх і поперечних хвиль, спричинених землетрусами

або штучними вибухами. За сейсмологічними даними Земля побудована з декількох сфер, які відрізняються не тільки швидкостями проходження сейсмічних хвиль, але й складом та фізичними властивостями. До головних внутрішніх геосфер Землі належать: земна кора, мантія і ядро, котрі в свою чергу, поділяються ще на низку складових (рис. 2.1).

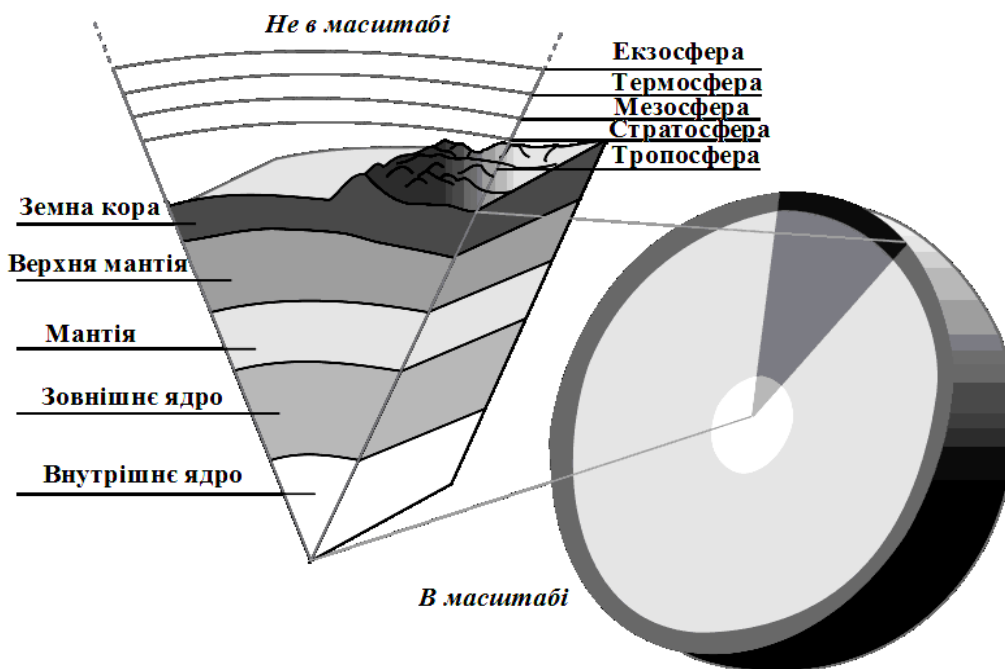


Рис. 2.1 - Внутрішня будова Землі

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

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

Геологам добре відома внутрішня будова Землі, оскільки їм на допомогу прийшов саме цей метод, який, як рентген в медицині, дозволяє заглянути в недоступні місця планети.

**Сейсмічні хвилі** (“сейсма” - струс, (грец.)), 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 змушує Землю довго гудіти, як дзвін.

**Хвиля** - це поширення деякої деформації в пружному середовищі, тобто зміна об'єму або форми речовини. При деформації в речовині виникає напруження, яке прагне повернути його до первинної форми або об'єму. Відомо, що величина напруження ( $\varepsilon$ ) на величину деформації ( $\tau$ ) називається **модулем пружності** ( $\mu$ ).

$$\mu = \tau \varepsilon \quad (2.1)$$

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

**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 вище інших хвиль і вони першими приходять на сейсмоприймачі.

Швидкість поздовжніх хвиль:

$$V_p = (\kappa \mu / \rho)^{1/2}, \quad (2.2)$$

де, **K** - об'ємний модуль пружності або модуль всебічного стиснення;  
 **$\mu$**  - модуль зсуву, визначається величиною напруження, необхідного для зміни форми тіла.

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

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

Швидкість поперечних хвиль:

$$V_s = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (2.3)$$

**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 більше  $V_s$

**Поверхневі хвилі** поширюються в поверхневому прошарку земної кори. При зустрічі з будь-яким прошарком, що відрізняється рядом ознак від вищерозміщеного 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 на всіх напрямках. Розставлені по всьому світу сейсмічні станції приймають сигнали від хвиль різного типу, заломлених і відбитих. Проходячи через прошарки порід різного складу і щільності, вони змінюють свою швидкість, а, реєструючи ці зміни усередині земної кулі можна виділити головні межі або поверхні розділу (рис. 2.2).

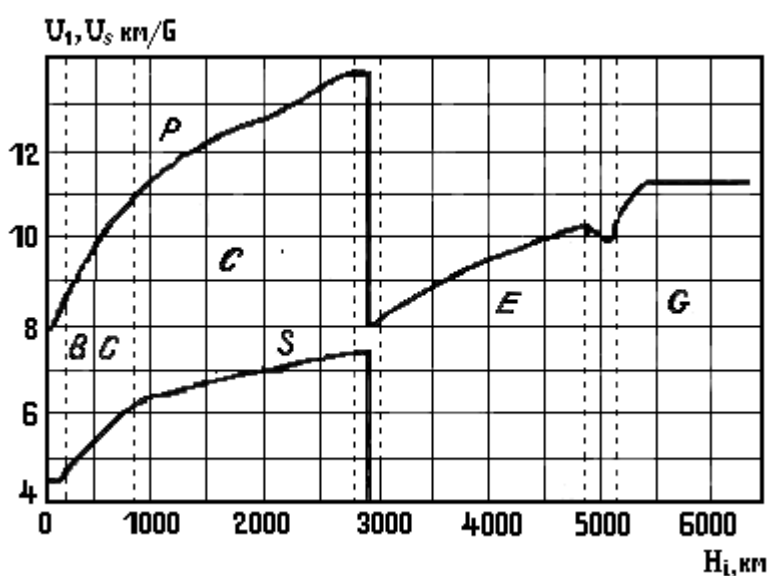


Рис. 2.2. Графік швидкості проходження сейсмічних хвиль ( $P$  і  $S$ ) в межах Землі (за В. А. Магницьким).



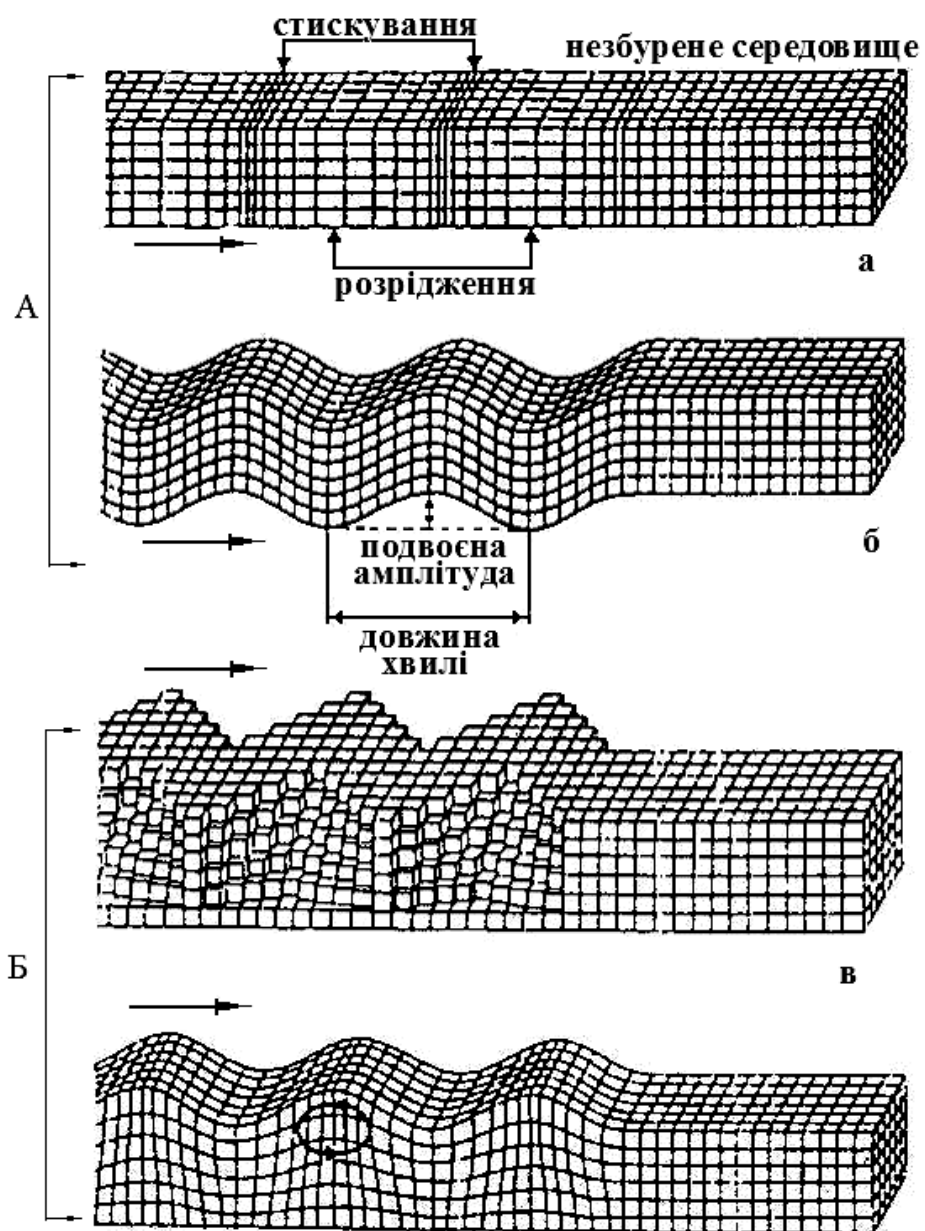


Рис. 2.3 - Типи сейсмічних хвиль.

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

Б – поверхневі хвилі. Стрілками показаний напрям руху хвилі.

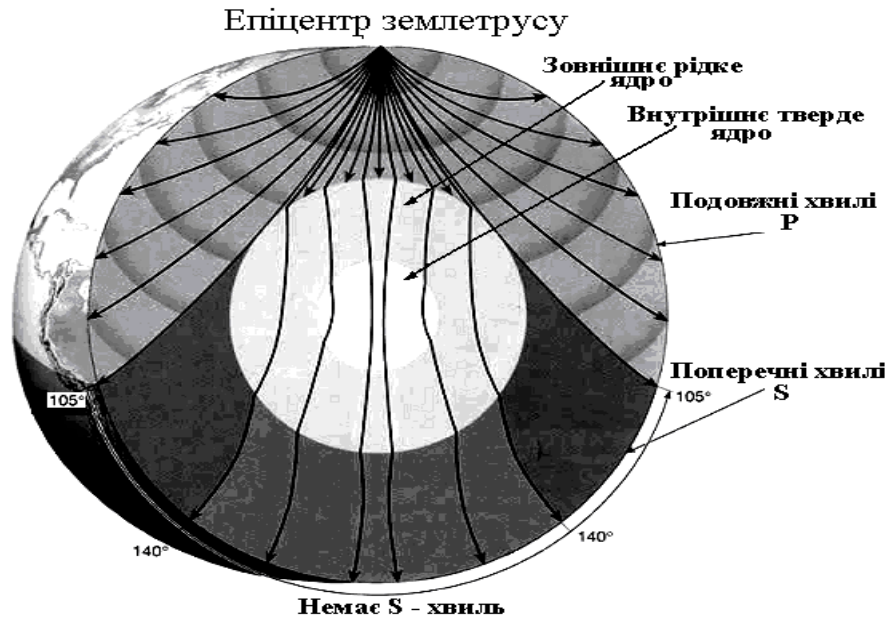


Рис.2.4 - Проходження поздовжніх (*P*) і поперечних (*S*) хвиль крізь Землю.

Поперечні хвилі не проходять крізь рідке зовнішнє ядро, а в поздовжніх є "зона тіні" в  $35^\circ$ , оскільки в рідкому ядрі хвилі заломлюються.

Сейсмограми фіксують час пробігу усередині Землі сейсмічних хвиль. Сейсмічні методи безперервно удосконалюються і за сучасними даними, внутрішня структура Землі виглядає таким чином.

**Земна кора** обмежується знизу дуже чіткою поверхнею стрибка швидкостей *P*-хвиль та *S*-хвиль, вперше встановленою югославським геофізиком А. Мохоровичичем в 1909 р. за що отримала його ім'я: поверхня Мохоровичича, або **Мохо** ( або, зовсім коротко, поверхня **M**).

Друга глобальна сейсмічна межа поділу знаходиться на глибині 2900 км і була виділена в 1913 р. німецьким геофізиком **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 зрушення, який в рідині дорівнює нулю, то і речовина, що складає зовнішню частину ядра повинна володіти властивостями рідини.

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

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

Проте, насправді кордонів, 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.2.5 ).

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): кору, мантію, зовнішнє ядро і внутрішнє ядро.

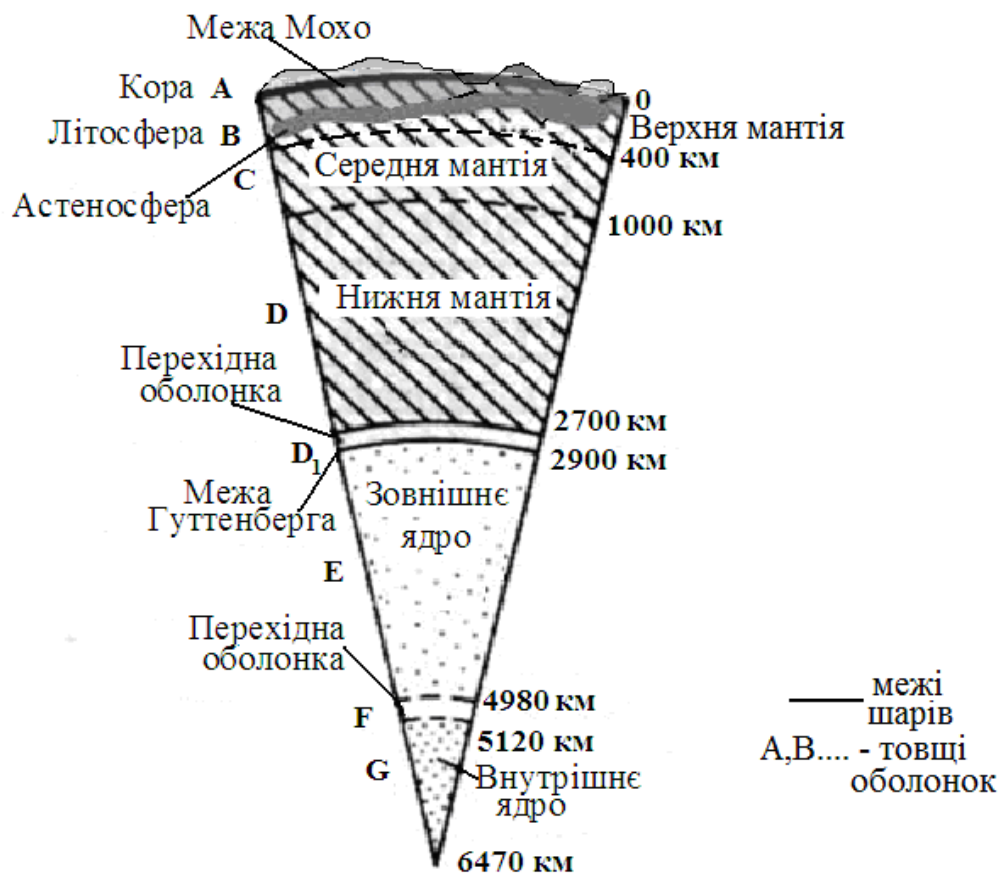


Рис. 2.5 - Внутрішня будова Землі.

### 2.2.1 Земна кора

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

Можна побачити, що, 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.

Земна кора поділяється на два типи:

- *континентальну* і
- *океанічну*.

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

Вони відрізнялися за щільністю, складом та потужністю. Їх сумарна потужність складала близько 30-40 км, досягаючи максимальних значень під гірськими будовами (50-70 км), де кора утворювала так зване коріння гір.

Океанічна кора розглядалася *двошаровою (без гранітного шару)* і мала істотно меншу потужність, що зазвичай не перевищувала 10 км. Базальтовий шар трактувався як деяка єдина сфера, по якій в принципі шматки гранітного шару континентів могли навіть переміщатися [відома гіпотеза А.Л. Вегенера про дрейф материків, 1915- 1929 рр.].

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

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

*Другий шар, гранітний,* тепер називають *гранітогнейсовим*. Судячи по виходах цього шару на поверхню Землі (Балтійський, Канадський, Анабарський і інші регіони), приблизно на 50 % він 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 він навіть не виявлений.

**Третій, базальтовий, шар** тепер частіше називають *грануліто-базитовим* або просто *нижньою корою*, оскільки він складений 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 речовим 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 речового 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 за континенти, і тому в майбутньому наші уявлення про розподіл осадових порід в океані можуть сильно змінитися.

*Гранітно-гнейсовий прошарок* в корі океанічного типу не виявлений. Другим для океану є *базальтовий шар*. Третій, імовірно, складається з різних основних і ультраосновних 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 всяку класифікаційну схему, є

деякою конвенцією. Тому не випадково деякі автори стали виділяти ще і проміжні типи кори: *субокеанічний* і *субконтинентальний*.

За речовим 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 мал. 2.5.

Сучасний фактичний матеріал по речовій і фізичній структурі земної кори на континентах і океанах показує їх істотну відмінність, причини якої багато в чому ще не ясні.

Земна кора є основним об'єктом вивчення геології, в зв'язку з чим на детальній характеристиці її будови та складу ми зупинимося окремо, тут лише зазначимо, що за середню глибину нижньої межі земної кори прийнята цифра 33 км (рис. 2.5, сфера А). На цій глибині в середньому розташована так звана сейсмічна межа, яка характеризується різким збільшенням швидкостей проходження сейсмічних хвиль і нижче якої розташовується друга внутрішня земної кулі геосфера – мантія.

Вперше це явище було виявлено югославським сейсмологом А.Мохоровичичем, на честь якого сама межа дістала назву *поверхні Мохоровичича*, або скорочено - *поверхні Мохо*, *поверхні М*. За геофізичними характеристиками мантія ділиться на дві частини - верхню та нижню, межа між якими проходить на глибині близько 1000 км (рис. 2.5).

В свою чергу, в складі верхньої мантії виділяються (зверху донизу) *шар Гутенберга* і *шар Голіцина*. Шар Гутенберга складений "розм'якшеними", з низькою щільністю, здатними до пластичного руху гірськими породами і називається *астеносферою*.

Для нього характерне зниження швидкостей проходження сейсмічних хвиль (особливо поперечних) та підвищення електропровідності, що свідчить про своєрідний аморфний стан речовини. Вона менш в'язка і більш пластична у порівнянні з породами шарів, які її підстелюють та перекривають. Глибина залягання астеносферного шару є досить мінливою. Під континентами вона змінюється від 80-120 до 200-250 км, а під океанами - від 50-70 до 300-400 км.

*Астеносфера* найчіткіше виражена та піднята до глибини 20-25 км у межах сучасних рухливих зон земної кори і опущена та слабо виражена під найбільш спокійними ділянками континентів. Зниження в її межах швидкостей сейсмічних хвиль і підвищення електропровідності пов'язані з частковим плавленням речовини мантії, яке відбувається під впливом швидкого підвищення з глибиною температури при, практично,

незмінному тиску. В'язкість астеносферного шару також змінюється як в горизонтальному, так і у вертикальному напрямках. Потужність астеносфери, якій, як це буде показано нижче, належить значна роль в глибинних геологічних процесах, також змінюється в межах від 50 до 300-350 км.

Нижче астеносфери, тобто в межах *шару Голіцина*, швидкість повздовжніх сейсмічних хвиль різко зростає до 11,3-11,4 км/с. Значно повільніше відбувається зростання швидкості і в межах нижньої мантії, де цей показник на глибинах 2700-2900 км досягає 13,6 км/с. На глибині 2900 км спостерігається наступна сейсмічна межа першого порядку, яка відмежовує мантію від ядра.

Третьою внутрішньою геосферою Землі є її *ядро*, яке характеризується різким падінням швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль з 13,6 км/с у мантії до 8,0-8,1 км/с у ядрі. Поперечні хвилі на межі ядра та мантії (глибина 2900 км) зовсім згасають. Це дозволяє припустити, що речовина, яка складає зовнішню частину ядра Землі, знаходиться в стані рідини.

За величинами швидкості проходження поздовжніх хвиль ядро ділиться на три частин: зовнішнє ядро (до глибини 4980 м); перехідний шар, що знаходиться в межах глибин 4980-5120 км і внутрішнє, ядро (глибина понад 5120 км).

У зовнішньому ядрі швидкість поздовжніх сейсмічних хвиль з глибиною поступово збільшується до 10,4-10,5 км/с, в межах перехідного шару вона знову зменшується до 9,5-10 км/с, а у внутрішньому ядрі зростає до 11,2-11,3 км/с. Питання про склад та фізичну природу ядра до сьогодення залишається нез'ясованим.

Як вже зазначалось, воно складається з більшого за розмірами, ефективно-рідкого зовнішнього ядра та малого і твердого внутрішнього. Останнє чітко виділяється за сейсмічними даними. Для нього характерні велика [щільність та висока електропровідність. Це дозволяє припустити, що і ядро Землі складається із заліза з домішкою нікелю.

Такі висновки базуються, головним чином, на результатах зіставлення геофізичних даних, отриманих при вивченні ядра, з результатами дослідження залізистих метеоритів. Проте, це не зовсім узгоджується з експериментальними даними. Згідно з сучасними уявленнями щільність ядра Землі на 10% менша у порівнянні зі щільністю залізо-нікелевого сплаву при ймовірних у ядрі тиску та температурі. Це наводить на думку, що до складу ядра окрім заліза та нікелю, повинні входити ще і деякі легші елементи, такі, як кремній або сірка. На сьогоднішній день більшість дослідників вважає, що ядро Землі

складається із заліза з домішками нікелю та сірки, а також, можливо, кремнію або кисню.

### 2.3 Фізичні властивості та хімічний склад Землі

Наша планета, як і всі природні тіла, характеризується певними фізичними властивостями та хімічним складом, від яких залежить не тільки характер проявлення геологічних процесів, але і спрямованість розвитку Землі як природної системи планетарного рівня організації природної речовини. Фізико-хімічні умови, як відомо, визначають стан, існування речовини, утворення тих або інших мінералів та гірських порід, характер спрямованості і ступінь інтенсивності проходження геологічних процесів в межах зовнішніх і внутрішніх геосфер.

Фізичні властивості нашої планети визначаються, здебільшого, щільністю, тиском, магнетизмом, тепловим режимом і, відповідно, агрегатним станом речовини.

**Щільність Землі** є непостійною величиною і змінюється в залежності від агрегатного стану речовини та її складу. Згідно з геофізичними даними в середньому щільність планети становить  $5,52 \text{ г/см}^3$ . При цьому для земної кори ця величина складає  $2,8 \text{ г/см}^3$ , у верхній мантії, нижче межі Мохоровичича, щільність порід становить  $3,3\text{-}3,4 \text{ г/см}^3$ , а в низах нижньої мантії - приблизно  $5,5\text{-}5,7 \text{ г/см}^3$ . Верхня межа зовнішнього ядра характеризується щільністю речовини  $9,7\text{-}10,0 \text{ г/см}^3$  з глибиною вона зростає до  $11,0\text{-}11,5 \text{ г/см}^3$  та у внутрішньому ядрі становить  $12,5\text{-}13,0 \text{ г/см}^3$ .

Щільність земної речовини разом з масою є однією з основних фізичних величин, які суттєво впливають на **гравітаційне поле**. Під гравітаційним полем Землі слід розуміти певний космічний простір, в межах якого проявляються сили земного тяжіння.

**Сила земного тяжіння** - це рівнодіюча сили притягання, яка є функцією маси тіл і відстані між ними, та відцентрової сили. Звідси можна зробити висновок, що гравітаційне поле прямо підпорядковане характеру розподілу мас у надрах планети. Кожній окремо взятій точці на земній поверхні властива своя величина сили тяжіння.

Величина сили тяжіння, або **гравітаційного поля**, виражається в галах ( $1 \text{ гал} = 1 \text{ см/с}^2$ ) і вимірюється спеціальними приладами — **гравіметрами**. За даними визначення величини сили тяжіння складаються гравіметричні карти, на яких ізолініями (лініями рівних величин) показують простір розподілу сили тяжіння в межах тієї чи іншої ділянки земної поверхні.



Проте, як щільність, так і маса земної речовини у внутрішніх геосферах розподіляються нерівномірно, відповідно, і *гравітаційне поле теж характеризується нерівномірним поширенням, і в різних точках планети величина прискорення сили тяжіння буде різною.*

На поверхні Землі вона в середньому складає  $9,82 \text{ м/с}^2$ . При цьому в межах екватора становить  $9,78 \text{ м/с}^2$ , а в напрямку до полюсів зростає до  $9,83 \text{ м/с}^2$ . Зміна величини прискорення сили тяжіння спостерігається і з глибиною. Максимального значення (близько  $10,37 \text{ м/с}^2$ ) вона досягає біля підшови нижньої мантії. В межах ядра ця величина поступово зменшується. В перехідному шарі між зовнішнім та внутрішнім ядром вона складає 452 гал, на глибині 6000 км 126 гал, у центрі Землі - нуль.

Вивчення характеру розподілу величини прискорення сили тяжіння по планеті показало, що вона залежить:

- від положення місця заміру відносно рівня океану (чим вища абсолютна відмітка розташування місця заміру величини прискорення сили земного тяжіння, тим далі воно знаходиться від центру Землі,

більша відцентрова сила і менша сила тяжіння та навпаки);

- від широти місцевості, що обумовлено величиною відцентрової сили, яка на полюсах рівна нулю, що зумовлює зростання в цьому напрямку сили тяжіння;

- від щільності порід (більш щільні гірські породи обумовлюють позитивні аномалії сили тяжіння, а менш щільні - наявність від'ємних аномалій);

- від будови земної кори (наявність великих масивів щільних порід у земній корі підвищує гравітаційне поле Землі).

Залежність величини гравітаційного поля від щільності гірських порід, має велике прикладне значення. Враховуючи те, що різні за складом та походженням гірські породи мають різну щільність і, відповідно, величину сили тяжіння, карти гравітаційних полів дозволяють уточнювати геологічну будову територій, а також прогнозувати та обґрунтовувати проведення пошуків корисних копалин.

**Тиск** у надрах Землі знаходиться в прямій залежності від щільності, сили тяжіння та маси і, як і зазначені параметри, з глибиною зростає (табл. 2.2).

Таблиця 2.2 - Тиск у глибинах Землі

Глибина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6371
Тиск, МПа	$1 \cdot 10^3$	$3.1 \cdot 10^3$	$14 \cdot 10^3$	$35 \cdot 10^3$	$137 \cdot 10^3$	$312 \cdot 10^3$	$361 \cdot 10^3$

Особливе значення для розуміння процесів і явищ, які відбувалися та відбуваються на Землі і в Космосі, а також для пізнання геологічної будови планети і прогнозування пошуків корисних копалин мають відомості про *земний магнетизм*.

Відомо, що Земля діє як гігантський магніт і володіє потужним силовим полем. Відомості про розподіл магнітного поля Землі на її поверхні та в приземному просторі вчені отримують проводячи наземну, морську та аеромагнітну зйомки, а також з штучних супутників Землі.

*Геомагнітне поле* Землі дипольне але магнітні полюси не співпадають з географічними. Між ним існує кут величиною біля  $11,3^\circ$ , який називається *магнітним схиленням*.

*Магнітне схилення* - це кут відхилення магнітної стрілки компаса, встановленого за напрямком магнітної силової лінії, від географічного меридіану. Схилення може бути західним і східним.

*Лінії, які з'єднують на карті точки з однаковими показниками величини схилення називаються ізогонами.*

Виділяють також *магнітне нахилення*, яке відповідає куту між магнітними силовими лініями та горизонтальною площиною. Найбільше нахилення спостерігається в районах магнітних полюсів, а *лінії, які з'єднують на карті точки з однаковими показниками величин нахилення, називаються ізоклінами.*

Природу постійного магнітного поля пов'язують з дією складної системи електричних струмів, які виникають при обертанні Землі та турбулентної конвекції (переміщення) в рідкому зовнішньому ядрі. В даному випадку Земля відіграє роль динамо-машини, в якій механічна енергія обертання і переміщення речовини в рідкому зовнішньому ядрі, що виступає в ролі конвекційної системи, генерує електричні струми та зв'язаний з ними магнетизм.

*Магнітне поле Землі* впливає на орієнтацію в гірських породах феромагнітних мінералів (магнетит, титаномагнетит, ільменіт та інші). Особливо це проявляється в магматичних гірських породах. Кристали феромагнітних мінералів в процесі застигання магми орієнтуються відповідно до напрямку силових ліній магнітного поля. Після закінчення кристалізації порід орієнтація кристалів зберігається. Певна орієнтація кристалів таких мінералів відбувається і в процесі утворення осадових порід. Намагніченість гірських порід ніби накладається на загальне тло магнітного поля, в результаті чого на поверхні Землі виникають магнітні аномалії.

*Магнітними аномаліями* називають відхилення вектора напруженості магнітного поля від його нормального напрямку.

Враховуючи, що різні породи намагнічені по-різному, виділення та вивчення аномалій дає можливість говорити про розміщення в земних надрах тих або інших порід, що має велике значення при уточненні геологічної будови територій, а також при прогнозуванні та пошуках родовищ корисних копалин. Магнітні аномалії вивчаються з допомогою спеціальних приладів - магнітометрів, які можна також встановлювати на літаках і космічних кораблях, що значно розширює можливості застосування магнітометричних досліджень. -

В процесі проведення магнітометричної зйомки визначається залишкова намагніченість порід які містять феромагнітні мінерали, що дозволяє виявити напрямок магнітного поля на момент їх утворення. Такі результати мають велике значення при реконструкції умов породоутворення і встановленні історії геологічного розвитку територій. Сьогодні магнітометричні дослідження є одним з провідних методів пошуків металевих і деяких неметалевих корисних копалин.

Важлива роль в геологічних процесах належить також **тепловому режиму Землі**.

Тепловий режим нашої планети визначається двома джерелами тепла. Одним з них служить Сонце, а другим є внутрішня енергія Землі. Земна поверхня отримує теплову енергію від Сонця, частина якої поглинається атмосферою, рослинністю та поверхневим шаром земної кори, а частина відбивається назад у світовий простір.

Кількість отриманого від Сонця та відбитого Землею тепла залежить від географічної широти. Середньорічна температура у кожній півкулі зменшується від екватора до полюсів. Прогрівання земної кори за рахунок сонячної енергії поширюється на дуже незначну глибину, яка в екваторіальних широтах не перевищує 28-30 м, а в приполярних - складає перші метри.

На деякій глибині в земній корі має місце так званий пояс постійної температури, яка дорівнює середньорічній температурі даної місцевості. Глибина розташування цього поясу також не постійна і змінюється в залежності від географічної широти. В районі екватора вона може складати до 20-30 м, а з наближенням до полюсів поступово зменшуватися до 1-2 м.

Нижче поясу постійних температур основним джерелом теплоти Землі є внутрішня енергія. Вже давно встановлено, що в шахтах, глибоких колодязях та бурових свердловинах спостерігається постійне зростання температури з глибиною, що спричинено тепловим потоком з внутрішніх частин Землі.

**Тепловий потік** вимірюється в калоріях на квадратний сантиметр за секунду (кал/см<sup>2</sup>с). Значення показника теплового потоку в цілому для планети є змінною величиною. В межах континентів ця величина знаходиться в інтервалі 0,9-1,2 мккал/см<sup>2</sup>с, збільшуючись до 2-4 мккал/см<sup>2</sup>с в гірських областях.

Згідно з численними даними, її середні значення становлять 1,4-1,5 мккал/см<sup>2</sup>с. Високі теплові потоки спостерігаються також в районах проявлення сучасного вулканізму - в середньому 3,6 мккал/см<sup>2</sup>с, а також у таких рифтових зонах як озеро Байкал, тепловий потік якого змінюється від 1,2 до 3,4 мккал/см<sup>2</sup>с.

На значних просторах Світового океану величина теплового потоку знаходиться в межах 1,1-1,2 мккал/см<sup>2</sup>с, зростаючи в районах серединно-оксаничних хребтів до 1,8-2,0 мккал/см<sup>2</sup>с, а в окремих місцях - до 6,7-8,0 мккал/см<sup>2</sup>с. Така неоднорідність теплового потоку викликана неоднорідністю внутрішніх процесів, які відбуваються в різних зонах планети.

Одним з джерел внутрішньої теплової енергії є радіогенне тепло, спричинене розпадом радіоактивних елементів таких як:



Вважається також, що другим джерелом внутрішньої теплової енергії є гравітаційна диференціація речовини, яка відбувається здебільшого на межі мантії та ядра. Не виключається також можливість, що додатковим джерелом внутрішнього тепла планети може бути так зване припливне тертя, яке виникає при сповільненні обертання Землі, спричиненому припливною її взаємодією з Місяцем та, в меншій мірі, Сонцем.

Визначення температури в геосферах Землі базується на різних прямих та допоміжних даних. Найбільш точні дані отримані для верхньої частини земної кори, розкритої шахтами та буровими свердловинами до глибини 12,5 км. Вони свідчать про систематичне підвищення температури з глибиною.

*Збільшення температури в градусах Цельсія на одиницю глибини називають геотермічним градієнтом, а інтервал глибини в метрах, на якому температура підвищується на 1°C, - геотермічною ступінню.*

Геотермічний градієнт і, відповідно, геотермічна ступінь в різних місцях земної кулі різні і залежать від геологічної будови земної кори в межах тої або іншої території, а також від характеру теплопровідності гірських порід.

Згідно з даними Б. Гутенберга, межі коливань при цьому можуть відрізнятись майже у 25 разів і більше. Наприклад, в штаті Орегон (США) геотермічний градієнт складає  $150\text{ }^{\circ}\text{C}$  на  $1\text{ км}$ , а геотермічна ступінь  $6,67\text{ м}$ . Найменший градієнт зареєстрований в Південній Африці, де його величина становить  $6\text{ }^{\circ}\text{C}$  на  $1\text{ км}$ , геотермічна ступінь при цьому рівна  $167\text{ м}$ . У свердловині, пробуреній на Кольському півострові, геологічна будова якого складена древніми кристалічними породами, на глибині  $11\text{ км}$  температура складає близько  $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ , що відповідає геотермічному ступеню близько  $20\text{ м}$ . Середній геотермічний градієнт, який приймається як еталон, становить  $30\text{ }^{\circ}\text{C}$  на  $1\text{ км}$ , йому відповідає геотермічний ступінь  $33\text{ м}$ .

Зазначений середній градієнт, мабуть, простежується лише до деякої верхньої частини земної кори, а з глибиною він повинен зменшуватися. Про це свідчать самі прості арифметичні розрахунки. При постійній величині градієнта на глибині  $100\text{ км}$  повинна складатися  $3000\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Проте, це розходиться з фактичними даними. Саме на цих глибинах періодично зароджуються магматичні осередки, які є джерелом лави з максимальною температурою  $1200\text{-}1250\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Враховуючи цей своєрідний термометр, можна вирахувати, що на глибині  $100\text{ км}$  температура не перевищує  $1300\text{-}1500\text{ }^{\circ}\text{C}$ , інакше породи мантії були б повністю розплавлені, а це заперечується вільним проходженням в мантії поперечних сейсмічних хвиль. З цього можна зробити висновок, що середній геотермічний градієнт властивий лише для відносно невеликої глибини від земної поверхні ( $20\text{-}30\text{ км}$ ), а глибше його величина повинна зменшуватися.

Для земної кори розрахунки зміни температур з глибиною базуються, головним чином, на аналізі показників величини теплового потоку, теплопровідності гірських порід, температури лав вулканів тощо. Для глибоких зон мантії та ядра такі дані відсутні і про їх температуру можна судити лише приблизно за результатами математичного моделювання. Допускається, що нижче астеносферного шару температура закономірно зростає при значному зменшенні геотермічного градієнта і збільшенні геотермічного ступеня.

Враховуючи, що ядро складається головним чином з заліза, були проведені розрахунки плавлення його на різних глибинах з врахуванням існуючих там тисків. Отримані результати свідчать, що на межі нижньої мантії та ядра температура повинна складати  $3700\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а в перехідному шарі між зовнішнім та внутрішнім ядрами -  $4300\text{ }^{\circ}\text{C}$ , відповідно в межах внутрішнього ядра вона повинна бути ще вищою. Враховуючи зазначене можна припустити, що температура в ядрі Землі знаходиться в межах  $4000\text{-}5000\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Температура і тиск в середині внутрішніх геосфер прямо пов'язані з агрегатним станом речовини, яка їх складає. Вище зазначалось, що речовина літосфери знаходиться у твердому кристалічному стані, оскільки температура при існуючих тисках тут не досягає точки плавлення. Проте сейсмологи вказують на наявність окремих низькошвидкісних лінз, які нагадують астеносферний шар в середині земної кори, і з якими пов'язують корові магматичні процеси.

Речовина мантії Землі, через яку проходять як повздовжні, так і поперечні сейсмічні хвилі, знаходиться в ефективно-твердому стані. Мри цьому припускається, що низи верхньої та нижньої мантії складені кристалічною речовиною. Проте вважається, що у верхній частині верхньої мантії (астеносферний шар), яка характеризується зниженням швидкостей сейсмічних хвиль, речовина може знаходитися в аморфному склоподібному стані, а частина її (біля 10%) навіть у розплавленому. Перехід від мантії до ядра супроводжується різким зниженням швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль, а поперечні хвилі, які поширюються тільки у твердому середовищі, тут не спостерігаються, це дає можливість припустити, що речовина зовнішнього ядра знаходиться в рідкому стані, а внутрішнє ядро, за непрямыми даними, є твердим.

Речовина Землі, незалежно від її фізичного стану (твердого, рідкого, газоподібного, органічного), складається з хімічних елементів. У межах літосфери вони утворюють мінерали, а мінерали, в свою чергу - гірські породи і корисні копалини; в гідросфері - воду та різноманітні водні розчини; в атмосфері - гази; в біосфері - органічні сполуки та ін.

Пізнання хімічних особливостей кожної з геосфер та Землі в цілому має велике фундаментальне та прикладне значення. Перше полягає в прогнозуванні геологічних процесів і їх наслідків, а друге - в оцінці перспектив територій на пошуки родовищ корисних копалин (як промислових концентрацій хімічних елементів) та виявленню хімічно забруднених (штучним або природним шляхом) і небезпечних для життєдіяльності людини ділянок земної поверхні, гідросфери або атмосфери.

Наші знання про хімію Землі, про взаємовідношення в її межах хімічних елементів, на великий жаль, дуже скупі і стосуються, здебільшого, біосфери та нижніх частин атмосфери. Відомості про хімію глибинних горизонтів планети постійно змінюються в залежності від ступеня обґрунтованості тих чи інших гіпотез виникнення та розвитку Землі.

Австрійський геолог В. Гольдшмідт, вважаючи, що Земля на початку свого існування знаходилась у розплавленому стані, прирівняв

процес її остигання до процесу, що відбувається при остиганні рудного розплаву в доменній печі. Тобто знизу накопичується метал, вище - більш легкі сульфіді, а ще вище - легкі силікатні шлаки.

Враховуючи також гіпотезу про утворення Землі з метеоритів, В. Гольдшмідт прийшов до висновку, що ядро планети і його оболонки за хімічним складом також повинні бути близькими до складу метеоритів. Такої ж думки дотримувалися і послідовники Гольдшмідта, які на основі аналізу складу різних метеоритів, а також експериментальних геохімічних і геофізичних даних дали оцінку валового хімічного складу Землі (табл.2.3).

Таблиця 2.3 - Середній хімічний склад Землі

Елементи	Х і м і ч н и й		с к л а д, % :	
<i>O</i>	30,25	28,5	31,3	28,50
<i>Fe</i>	29,76	35,87	31,7	37,04
<i>Mg</i>	15,69	13,21	13,7	11,03
<i>Si</i>	14,72	14,34	15,1	14,47
<i>S</i>	4,17	1,84	2,91	1,44
<i>Ni</i>	1,65	2,04	1,72	2,96
<i>Ca</i>	1,64	1,93	2,28	1,38
<i>Al</i>	1,32	1,77	1,83	1,22
<i>Na</i>	0,30	-	-	0,52

(В 1 колонці- за Рома-Фурті,1970, 2 - за Еенапасі і Андере.1974, 3 – за Дж. Смітом,1970, 4 – за Ферсманом)

З наведеної таблиці випливає, що до найпоширеніших хімічних елементів Землі належать *O, Fe, Si i Mg*, які складають більше 91% маси Землі. Друге місце за кількісним вмістом у земній речовині належить *Ni, S та Al*, вони займають біля 1% маси земної кулі, а інші елементи періодичної системи Менделєєва користуються підпорядкованим поширенням.

Згідно з сучасними уявленнями про хімічний склад Землі в земній корі переважають оксиди кремнію та алюмінію, речовина верхньої мантії складена здебільшого силікатами заліза та магнію, а в нижній переважають оксиди магнію та заліза. Ядро планети, як це вже

неодноразово зазначалось, складено залізом і нікелем з незначними домішками сірки, кремнію та кисню.

Підводячи підсумок короткої характеристики будови та складу Землі, як єдиної природної системи, слід зазначити, що всі охарактеризовані вище геосфери, незважаючи на різний фізичний стан, хімічні та інші властивості, знаходяться в постійній взаємодії. Процеси та явища, які відбуваються в межах однієї сфери, так або інакше спричинені "життєдіяльністю" інших або впливають на їх функціонування. У цьому виражається суть єдності та взаємодії природних систем.

## 2.4 Речовинний склад та будова земної кори

Сьогодні середній вміст окремих хімічних елементів до глибини 16 км оцінюють наступним чином:

кисень (O).....	47,0 %;
кремній (Si).....	29,5 %;
алюміній (Al).....	8,05 %;
залізо (Fe).....	4,65 %;
кальцій (Ca).....	2,96 %;
магній (Mg).....	1,87 %;
натрій (Na).....	2,50 %;
калій (K).....	2,50 %;
тітан (Ti).....	0,45 %;
фосфор(P).....	0,093%;
решта елементів.....	близько 0,4 %.

### 2.4.1 Поняття про мінерали

*Мінералогія - наука про мінерали, яка вивчає властивості мінералів, що входять до складу земної кори і різноманітні процеси їх утворення.*

Мінерал - природне утворення, яке складається з одного або декількох хімічних елементів, має певні фізичні властивості і є стійким за конкретних природних умов. Мінерали утворюються внаслідок фізико-хімічних процесів у глибинах і на поверхні Землі. Більшість мінералів - тверді речовини (кварц, польовий шпат та ін.), однак є рідкі мінерали (ртуть, вода, нафта) і газоподібні (вуглекислота, сірководень та ін.).

Це одна з найдревніших галузей геологічних знань, що зародилася ще в кам'яний вік, коли перші люди навчилися відрізняти і відшукувати каміння, які були придатні для виготовлення зброї та прикрас - нефрит, кремій тощо. Перші спроби класифікувати мінерали є ще в Аристотеля.



Розвиток мінералогії тісно пов'язаний з розвитком гірської справи. Мінералогічні дослідження спираються на хімію, кристалографію, фізику та геологію.

Мінерал - термін, який має декілька визначень.

Вернадський (1923 р.) дав наступне визначення: «фізичний або хімічний індивідуалізований продукт земних хімічних реакцій, який складається із хімічних молекул».

Болдирев (1926 р.): «хімічна і фізична цілком або приблизно однорідна складова частина земної кори, в якій хімічний склад і головні фізичні властивості в різних її точках постійні або коливаються в певних, порівняно вузьких межах».

Григор'єв (1943 р.): «мінерали - це продукти природних процесів хімічного і фізичного характеру, які отримали хімічну індивідуалізацію у вигляді простих тіл, сполучень або сумішей їх в одному із станів - якому-небудь кристалічному, рідкому, газовому або якому-небудь дисперсному».

Найбільш суттєва розбіжність в тлумаченні поняття «мінерал» стосується питання про агрегатний стан речовини. Більшість відносить до мінералів лише тверді продукти, а В. І. Вернадський - також рідини і гази. Визначення мінералу, з однієї сторони, як продукту геохімічних реакцій, з іншої - як складової частини земної кори являють собою лише різні формулювання однієї думки Вернадського. Всі наведені визначення виходять з геологічної природи мінералів.

#### *2.4.2 Зовнішні ознаки та фізичні властивості гірських порід і мінералів*

Фізичні властивості гірських порід і мінералів - це їх характерні якості, обумовлені складом і будовою, які є постійними при певних зовнішніх умовах і закономірно змінюються із зміною останніх. Такі фізичні властивості як щільність, пластичність, були відомі ще в давнину. В XVI-XVIII ст. були відкриті пружність, електричні та багато інших фізичних властивостей гірських порід.

В геології широке використання фізичних властивостей гірських порід належить до XIX ст., коли винахід поляризаційного мікроскопу дав змогу проводити дослідження оптичних властивостей мінералів, поклавши таким чином початок такої науки як петрографія.

В 50-60 роки виділилась спеціальна область геофізики - петрофізика. Геофізикою використовуються наступні фізичні властивості гірських порід: щільність, пористість, проникність, електричний опір, поляризація, діелектрична проникність, намагніченість, магнітне сприймання,

швидкість розповсюдження пружних хвиль, природна радіоактивність, термічні властивості (теплопровідність, теплоємність).

Ряд наших і закордонних дослідників розробили теорії, методики та апаратуру для визначення фізичних властивостей гірських порід в зразках і в природних умовах за допомогою геофізичних методів; вивчена природа цих властивостей і закономірні зміни їх параметрів; отримані значення параметрів для багатьох хімічних елементів і мінералів і для всіх гірських порід, що складають земну кору.

### 2.4.3 Процеси утворення мінералів, їх хімічний склад

Процеси утворення мінералів - це фізико-хімічні процеси, які протікають в земній корі та викликають утворення, зміни та руйнування мінералів. Класифікація процесів мінералоутворення заснована, з одного боку, на джерелі речовини та енергії, з іншого - на характері середовища, в якому протікає даний процес, і на типі реакції.

*Як утворюються мінерали?* Ми знаємо, що мінерал залишається незмінним тільки поки перебуває в тому середовищі, в якому утворився. Але як тільки умови змінюються і він потрапляє в інше середовище (у т.ч. і в вітрину магазину або музею), він починає змінюватись, руйнуючись з тією або іншою швидкістю, причому можуть виникнути нові мінерали.

Знання *генезису* (умов утворення і подальшого існування мінералів) мають велике практичне значення. Наприклад, виникла необхідність забезпечити промисловість якимось металом, елементом або ж мінералом, то знаючи умови утворення комплексу мінералів, що складають руду, геолог-розвідник впевнено може направити свої пошуки в область поширення саме тих порід, серед яких повинні знаходитись потрібні мінерали. Мінерали утворюються згідно законів фізичної хімії та термодинаміки, як серед неорганічної природи, так і в результаті життєдіяльності організмів та рослин.

Кожен мінерал може існувати в природі при певних фізичних умовах, головними з яких є *тиск* та *температура*. При зміні цих умов мінерал руйнується чи видозмінюється.

За умовами утворення мінерали поділяють на:

- ендогенні;
- екзогенні;
- метаморфічні.

Утворення *ендогенних* мінералів пов'язано з магматичним (вулканічним) процесом. Це силікати, більшість оксидів, сульфідів, самородні елементи та ін.

*Екзогенні* мінерали утворюються в основному внаслідок вивітрювання, при якому відбуваються складні хімічні процеси, які видозмінюють ендегенні мінерали, чи утворюються нові мінерали. Це глинисті мінерали: каолінит, монтморилоніт, деякі оксиди і сульфідні, карбонати та ін. До цієї групи відноситься й гіпс.

*Метаморфічні* мінерали утворюються в результаті дії на вже існуючі ендегенні та екзогенні мінерали високої температури, великого тиску, гарів і гарячих розчинів. Метаморфічний генезис властивий багатьом мінералам класу силікатів.

В теперішній час відомо близько 2,5 тисяч мінеральних видів, а з різновидами - більше 5 тисяч, і щорічно відкривається близько 30 нових мінералів. Яке ж нескінченне число комбінацій фізико-хімічних процесів необхідно було для утворення такої кількості «продуктів природних реакцій» - мінералів.

Головне джерело утворення мінералів заховане від наших безпосередніх спостережень глибоко в надра земної кулі. Тут в результаті процесів, які зв'язані з внутрішнім жаром Землі і з дуже великим тиском, і утворюється основна маса мінералів, більшою частиною породоутворюючих. Вони складають глибинні (інтрузивні) кристалічні породи, які складають 95% земної кори.

Процеси мінералоутворення легко згрупувати за джерелом енергії на групи:

*Ендегенні* - геологічні процеси, що викликані, в основному, внутрішніми силами Землі і відбуваються головним чином всередині Землі. Обумовлені енергією, яка виділяється при розвитку речовини Землі, дією сили тяжіння і сил, що виникають при обертах Землі. До них належать: тектонічні, магматичні, метаморфічні і гідротермальні процеси, в т.ч. утворення цілого ряду родовищ корисних копалин

*Ендегенні* процеси поділяються на:

- магматогенні (кристалізація магми, всі процеси, з якими пов'язано утворення магми і магматичних порід, а також явища, які зумовлені діяльністю магми);

- пневматолітичні або пневматогенні - кристалізація із газоподібних еманцій (початкова назва радону). В теперішній час так називають природні газоподібні продукти радіоактивних рядів.

*Магматогенні* - процеси, які обумовлені внутрішнім жаром земної кулі. Утворення мінералів безпосередньо пов'язане із охолодженням і кристалізацією розплавленої магми, що упровадилася в товщу земної кори або ж вилілась на земну поверхню при вулканічних виверженнях. Магма - це вогняно-рідкий розплав-розчин - в основному складається із силікатів

(хімічних сполук кремнію) і має у своєму складі всі відомі хімічні елементи.

Коли магма піднімається вгору і застигає на поверхні або на деякій глибині, в ній починається масова кристалізація мінералів. До них належать мінерали, які називаються породоутворюючі, тому що вони складають гірські породи. В залежності від вмісту кремнезему та інших елементів магматогенні гірські породи поділяються на:

- *кислі* (вміст  $\text{SiO}_2$  більше 65%) - граніти, ліпарити;
- *середні* ( $\text{SiO}_2$  - 55-65%) - сієніти, діорити;
- *основні* ( $\text{SiO}_2$  - 45-55%) - габбро, базальти;
- *ультраосновні* ( $\text{SiO}_2$  - менше 45%) - дуніти, піроксени.

В найбільшій кількості в цих породах вмісту польових шпатів, слюди, кварцу, рогової обманки, олівіну, піроксену. Для свого утворення вони запозичили із магми кремній, кальцій, алюміній, залізо, магній, натрій, калій, титан, кисень. Звідси виходить, що в результаті процесу кристалізації відбувається збіднення магми цими елементами, і кінцевий розплав збагачується летучими речовинами.

Температура кристалізації магми змінюється в залежності від її складу. Основні породи кристалізуються при температурі близько  $1200^\circ\text{C}$ , кислі - при  $600-700^\circ\text{C}$ , залишковий розплав проникає в тріщини порід, що закристалізувалися і мають температуру  $500-600^\circ\text{C}$ . Таким чином утворюються пегматитові жили, які характеризуються дуже крупними розмірами (до 50 см і більше) кристалів, що їх складають: польових шпатів, кварцу, слюд і майже постійною присутністю кристалів берилу, турмаліну, мінералів рідких елементів тощо.

Частина летучих речовин разом із сполученнями цінних металів проникає по тріщинах в товщу порід, що вже закристалізувалися. Діючи на мінерали, що їх складають, ці речовини змінюють їх, утворюючи нові. Таким шляхом утворюються в гранітах характерні гірські породи - грейзени, які складаються із кварцу, світлих слюд, топазу, рідких елементів, а також цінні вольфрамові, молібденові, олов'яні і рідкоземельні руди.

При подальшому падінні температури до  $200-300^\circ\text{C}$  починає виділятися вода в краплі-рідкому стані. Змішуючись із водою, що просочується в глибину земної поверхні, вона утворює гідротермальні розчини. З таких розчинів утворилось багато родовищ золота, срібла, міді, свинцю, цинку, урану, олова, сурми, ртуті тощо. Звичайна форма виділення - кварцові жили, часто з кальцитом, флюоритом, баритом.

Летючі з'єднання, що взаємодіють із породами, які їх вміщують, утворюють нові мінерали, нерідко складають цінні родовища.

*Метасоматоз* - заміщення одних мінералів іншими внаслідок дії газів, що містяться в магматичному розплаві. Магматичні гази впливають на навколишні породи і приводять до процесів заміщення (метасоматозу) одних мінералів іншими, а також до зміни хімічного складу порід. Мінерали такого походження називаються *пневматоліт-метасоматичними*.

Мінерали, що утворилися при випаданні мінеральної речовини з гарячих водних розчинів, які з'явилися при зрідженні магматичних парів, називаються *гідротермальними*. Пневматолітовий і гідротермальний - процеси часто протікають одночасно, тому виділяють *пневматоліт-гідротермальні* процеси мінералоутворення.

Друга група процесів мінералоутворення це *екзогенні*, які обумовлені зовнішніми чинниками, пов'язаними із діяльністю сонця, вітру, перепаду температур, тощо.

*Екзогенні* - це процеси, які пов'язані із земною поверхнею - гідросферою, атмосферою і біосферою, викликані в основному зовнішніми силами по відношенню до Землі. Вони проходять на поверхні землі і у верхніх частинах літосфери. Обумовлені, головним чином, енергією сонячної радіації, силою тяжіння і життєдіяльністю організмів. Іншими словами, мінералоутворення відбувається в результаті взаємодії чинників атмосфери, гідросфери і біосфери на верхню плівку земної кори, на вже існуючі мінерали. Тому такі мінерали, що знову утворилися, називають *гіпергенними* (від грец. - який заново утворився).

До екзогенних процесів належать:

- 1) вивітрювання гірських порід;
- 2) переміщення продуктів вивітрювання під дією сили тяжіння переносу водою, льодовиками і вітром (абляція, денудація, дефляція, ерозія);
- 3) утворення осадових порід і деяких типів родовищ корисних копалин.

Ці процеси тісно пов'язані з ендегенними, що проявляється при утворенні рельєфу.

При первинній механічній (або фізичній) руйнації породи розтріскуються, розсипаються на складові мінерали, які переносяться ріками, атмосферними водами, вітром. Легкі мінерали виносяться, а більш міцні і важкі, накопичуючись, утворюють розсипи золота, платини, діамантів, циркону, мінералів вольфраму та олова, гранатів, магнетиту тощо. Більшість породоутворюючих мінералів, особливо польові шпати, підлягають при цьому перетворенню і частково розчиненню. Ці розчини

надходять у ріки, підземні води і в решті-решт в замкнуті озера і в океан, підвищуючи в них запаси солей.

В районах із засушливим кліматом відбувається осідання різних солей з утворенням родовищ гіпсу, мірабіліту, кам'яної солі, калійних та інших солеутворюючих мінералів, число яких наближається до сотні. Ці хімічні процеси викликають утворення й інших родовищ, деколи грандіозних масштабів: залізородних, марганцевих, фосфоритових, уранових тощо.

Важливе значення мають біохімічні осади, які утворюються в результаті життєдіяльності організмів. До них належать вапняки, крейда, деякі бурі залізняка, самородна сірка, фосфорити, які виділилися при участі бактерій і водоростей.

*Екзогенні (поверхневі) процеси* поділяються на:

- механічні - руйнування (вивітрювання) гірських порід, внаслідок чого утворюються мінерали кори вивітрювання (каолініт, малахіт та ін.);
- хімічні - при наступному перевідкладенні вивітрілих продуктів утворюються осадові матеріали, які осідають у водні басейни;
- біогенні - утворення в зв'язку із життєдіяльністю організмів (утворення кальцитового або опалового скелету або раковин, утворення рифів) або при зміні органічних залишків (наприклад, вугілля).

До осадових відносяться мінерали, які випали з колоїдних і хімічних розчинів, а також виникли внаслідок життєдіяльності організмів (біогенні мінерали).

Ще одну групу процесів мінералоутворення представляють метаморфічні.

*Метаморфічні або аутигенні* - різноманітні ендегенні процеси, з якими пов'язані ті чи інші зміни в структурі, мінеральному і хімічному складах гірських порід в умовах, які відрізняються від їх первинного утворення (поверхневого або глибинного). До метаморфічних не належать процеси, які відбуваються в зонах вивітрювання і цементації, а також процеси плавлення порід. Головними чинниками метаморфізму є температура, тиск (гідростатичний і односторонній), склад і хімічна активність розчинів та флюїдів.

Суттєве значення мають також властивості і будова вихідних порід і геологічні умови метаморфізму (просторові і генетичні зв'язки з тектонічними рухами, магматизмом, тощо). Метаморфічні зміни полягають в розпаді первісних мінералів, молекулярному перегрупуванні та утворенню нових, більш стійких асоціацій мінеральних видів, а саме відбувається повна або часткова перекристалізація порід з утворенням нових структур і в більшості випадків - нових мінералів.

Метаморфічні процеси дуже різноманітні за формою проявлення і характером перетворення порід. Вони класифікуються з урахуванням ролі окремих чинників, термодинамічних, фізико-хімічних і геологічних умов.

Головними видами метаморфізму є: метаморфізм регіональний; контактний; динамометаморфізм; гідротермальний тощо. Відбуваються без суттєвого привнесу речовини за рахунок енергії, зв'язаної з глибинними частинами земної кори.

Метаморфічні процеси приводять до утворення таких мінералів: гранат, циркон, шпінель тощо. При дії магми на пісковики виникають роговики, при дії на вапняки, мергелі утворюються мрамур і кристалічні вапняки, а також скарни - породи, які складаються із гранату, піроксенів і інших мінералів. З контактово метаморфічними породами деколи пов'язані крупні родовища заліза, а також вольфраму, молібдену, олова і кобальту.

#### 2.4.4 Фізичні властивості мінералів

Мінерали розрізняють за такими основними фізичними властивостями і зовнішніми ознаками: твердість, спайність, злам, середня густина, колір, прозорість, блиск, реакція з HCl та ін.

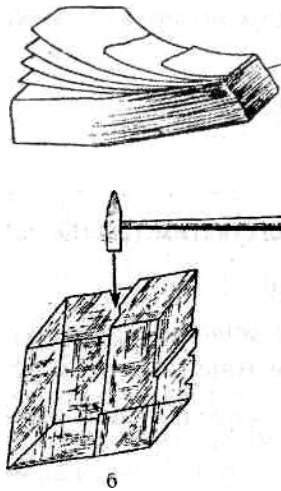


Рис. 2.6. Кристали мінералів різної спайності:  
а - спайність в одному напрямку (слюда);  
б - спайність в трьох напрямках (ісландський шпат)

*Твердість* - одна з найважливіших ознак мінералів - характеризує опір мінералу шкрябанню, різанню, стиранню. Кожному мінералу притаманна певна твердість, яка оцінюється за 10-бальною шкалою твердості Мооса, запропонованою у 1822 р. (табл. 2.5). В цій шкалі

за основу прийнято твердість 10

45еталонних мінералів, в якій кожен послідуєчий мінерал своїм гострим кінцем дряпає всі попередні. Крім того, існують методи визначення, засновані на вдавлюванні алмазного конусу (по Росвеллу), металевої кульки (по Брінеллю) або алмазної піраміди (по Віккенсу). Твердість у цих випробуваннях визначають по відношенню величини тиску до площі відбитку.

*Спайність* (характеристика поверхні уламків) - здатність мінералів розколюватись при ударі по рівних і гладеньких поверхнях. Обумовлена розміщенням атомів і молекул в кристалічних решітках. Спайність буває відсутня, або в одному, двох і трьох напрямках (рис. 2.6).

*Злам* - характеристика поверхні уламків, які не мають спайності. Злам може бути:

- відносно рівним (доломіт);
- раковистим (обсидіан);
- гострим (мінерали групи кварцу);
- голчастим чи скалкуватим (авгіт);
- волокнистим та ін.

*Середня щільність (густина)* - змінюється від 0,6 до 21 г/см<sup>3</sup>. На практиці, зваживши мінерал в руці, розрізняють:

- легкі мінерали - середня щільність < 2,5 г/см<sup>3</sup> (вугілля, кам'яна сіль);
- середні - 2,5-4 г/см<sup>3</sup> (майже всі породоутворюючі мінерали);
- важкі - > 4 г/см<sup>3</sup> (пірит, рудні матеріали).

Таблиця 2.5 - Твердість мінералів

№	Еталонний мінерал	Твердість за Моосом	Абсолютна твердість, кг/мм <sup>2</sup>
1	Тальк- Mg <sub>3</sub> (Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> [OH] <sub>2</sub> )	1	2,4
2	Гіпс- CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O	2	36
3	Кальцит- CaCO <sub>3</sub>	3	109
4	Флюорит- CaF <sub>2</sub>	4	189



Продовження табл. 2.5			
5	Апатит – Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) 3(OH,F,C1)	5	536
6	Ортоклаз- K[AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]	6	795
7	Кварц - SiO <sub>2</sub>	7	1120
8	Топаз- Al <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ] [P,OH] <sub>2</sub>	8	1427
9	Корунд- Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9	1000
10	Алмаз - C	10	14000

#### 2.4.5 Класифікація мінералів

Все багатство мінерального царства геологи з давніх-давен пробували розкласти по поличках, розкласифікувати. Основні сучасні поділи мінералів на класи відбуваються по типах хімічних сполучень у відповідності до періодичного закону Менделєєва.

Найбільш поширеними в природі групами мінералів є оксиди (кварц, корунд), самородні елементи (золото, платина, сірка, графіт, алмаз), сульфати (пірит, галеніт), фториди, хлориди та інші солі галоїдних кислот (флюорит, поварена сіль), силікати та інші солі кисневих кислот (олівін). Значна чисельність в природі також карбонатів (кальцит), сульфатів (ангідрид), нітрати та ряд інших сполук.

В основу класифікації мінералів покладені їх хімічні та структурні ознаки, за якими всі мінерали поділяються на класи. Найбільш важливими є такі 10 класів мінералів:

1. **Клас силікатів** - мінерали, солетворні природні хімічні сполуки, які вміщують SiO<sub>2</sub>. Це найбільш поширені мінерали земної кори (1/4 всіх мінералів). Утворюються в магматичних, метаморфічних і метасоматичних породах, в пегматитах. Твердість в межах від 1 до 8, більшість 5-7. Середня щільність 2-4 г/см<sup>3</sup>. Найбільш характерні: *авгіт, олівін, циркон, гранати, берил, турмалін, піроксени, амфіболи, тальк, каолінит, слюди, польові шпати, цеоліти*.

2. **Клас окислів** - це сполучення елементів з киснем і гідро-окислів - це окисли, які складаються із гідроксильної групи. Мінерали цього класу за кількістю займають одне із перших місць і мають велике промислове

значення (*кварц, гематит, магнетит, корунд*).

3. **Клас карбонатів** - мінерали, солі вугільної кислоти  $H_2CO_3$ . Виділяються бікарбонати - кислі солі, безводні і водні нормальні карбонати, що вміщують додаткові аніони  $OH^-$ ,  $F^-$ ,  $Cl^-$ , а також складні карбонати, що вміщують  $SO_4^{2-}$ ,  $PO_4^{2-}$ . Твердість 3 - 4. Середня щільність від 1,5 до 8,1 г/см<sup>3</sup>. Блиск частіше всього скляний. Багато карбонатів утворюється при екзогенних процесах: кальцит, доломіт тощо. Карбонати складають товщі осадових і метаморфічних гірських порід. Ряд карбонатів утворюється біохімічним шляхом. Широко розповсюджені карбонати в гідротермальних родовищах. Найбільш типові мінерали: *кальцит, доломіт, малахіт, азурит, сидерит*.

4. **Клас сульфатів** - солі сірчаної кислоти ( $H_2SO_4$ ). Часто утворюються в зоні вивітрювання як продукти окислення сульфідів і рідше - сірки. Деякі сульфати розчиняються і зносяться у водойми, де при сприятливих умовах осідають. Інші сульфати утворюються при гідротермальних процесах. Найбільш типові: *гіпс, ангідрит, мірабіліт*.

5. **Клас сульфідів** - солі сірководневої кислоти. За кількістю мінералів займає друге місце після силікатів. Об'єднує більш як 250 мінералів. Характерні загальні фізичні властивості: металічний блиск, порівняно низька твердість та велика питома вага. Походження, в основному, гідротермальне, деякі утворюються при екзогенних процесах. Багато мінералів із цього класу мають велике промислове значення. До них відносяться: *пірит, халькопірит, галеніт, сфалерит, борніт, кіновар, молібденіт*.

6. **Клас фосфатів** - мінерали, солі фосфорної кислоти  $H_3PO_4$ . Представлений клас багато чисельними та дуже різноманітними за складом мінералами. Розрізняють безводні: середня щільність від 3,2 до 7 г/см<sup>3</sup>, твердість - 4-5; безводні: середня щільність від 1,6 до 4 г/см<sup>3</sup>, твердість - 3-4. Генезис різний. Представлені *апатитом, фосфоритом*.

7. **Клас нітратів** - мінерали, солі азотної кислоти  $HNO_3$ . По структурі та деяких властивостях близькі до карбонатів. Утворюються нітрати тільки при екзогенних процесах, часто в зв'язку із розкладом органічних останків і діяльністю бактерій. Нітрати нестійкі через дуже високу розчинність та зустрічаються в надто сухому кліматі (пустеля Атакама). Найбільш характерні *нітрати сильних основ Na і K*.

8. **Клас галоїдів** - хлориди (солі соляної кислоти  $HCl$ ) і фториди (солі плавикової кислоти  $HF$ ). Більшість із них мають невелику твердість, малу середню щільність, скляний блиск (*галіт (кам'яна сіль), флюорит (плавиковий шпат), сильвін, карналіт*).

9. **Клас органічних сполук** - ці сполуки складають групу

мінералів, які утворилися за рахунок останків живих організмів і продуктів їх життєдіяльності: *озокерит (гірський віск), асфальт, буристин.*

10. **Клас самородних елементів** - мінерали, які представляють собою прості речовини і складаються, як правило, із одного хімічного елементу. В цей клас входить невелика кількість мінералів, які рідко зустрічаються в природі, але мають велике практичне значення: *алмаз, графіт, сірка, золото, срібло, платина.*

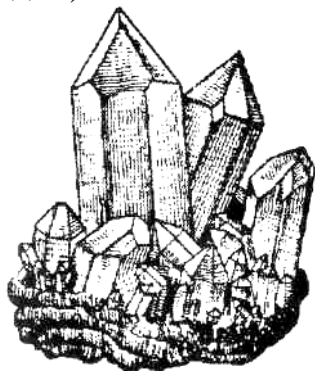
#### 2.4.6 Форми знаходження мінералів у природі

*Стовбчасті або призматичні* - продовгасто-призматичні, голчасті або волокнисті кристали, які мають видовжену форму (волокнистий гіпс, рогова обманка). їм відповідають агрегати паралельної або променистої будови.

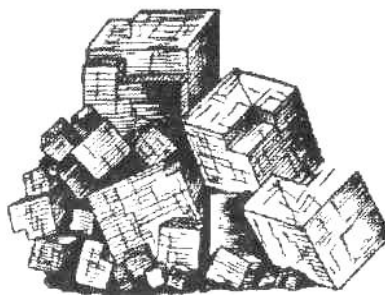
Мінерали являють собою цілком однорідні речовини. Вони мають характерні кристалічні форми. Крім одиничних індивідів мінерали часто утворюють зростки з двох чи більше кристалів. Природні скупчення мінералів у вигляді зерен чи кристалів називають мінеральними агрегатами.

Форми мінеральних агрегатів в значній мірі залежать від форми окремих кристалів. В тих випадках, коли розміри кристалічних зерен однакові, вони називаються зернистими. Серед них розрізняють крупно-, середньо- і дрібнозернисті. Останні утворюють щільні агрегати, в яких окремі зерна не можна розрізнити неозброєним оком (олівін, апатит). *Землисті* - зовні нагадують розрихлений ґрунт, легко розтираються між пальцями (каолін, охра).

*Щільні* - не розрізняються контури окремих зерен навіть в лупу (халцедон).

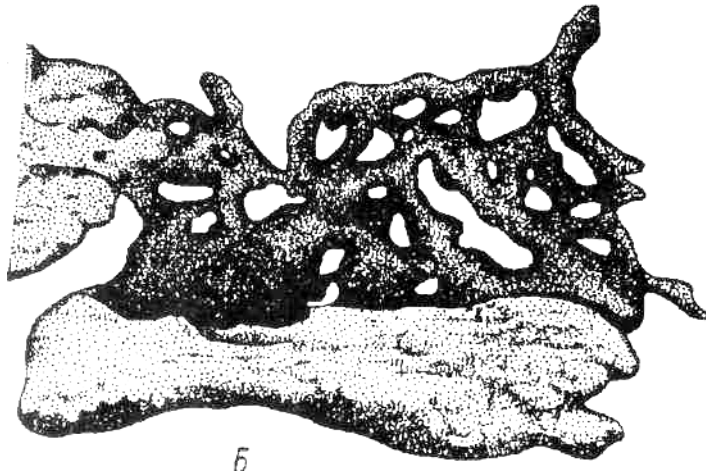


а



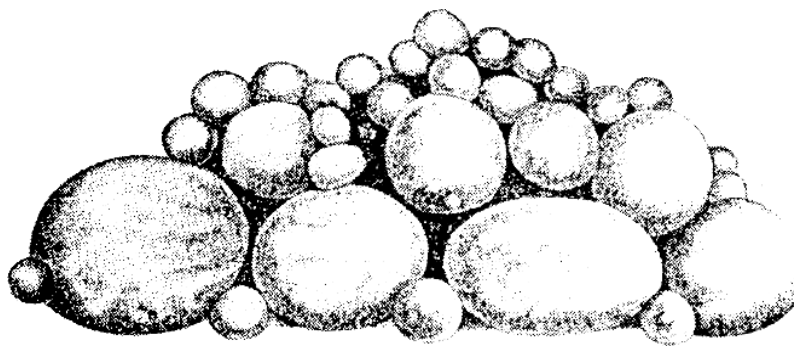
б

Рис. 2.7- Друзи кристалів: а - гірський кришталъ; б - кам'яна сіль

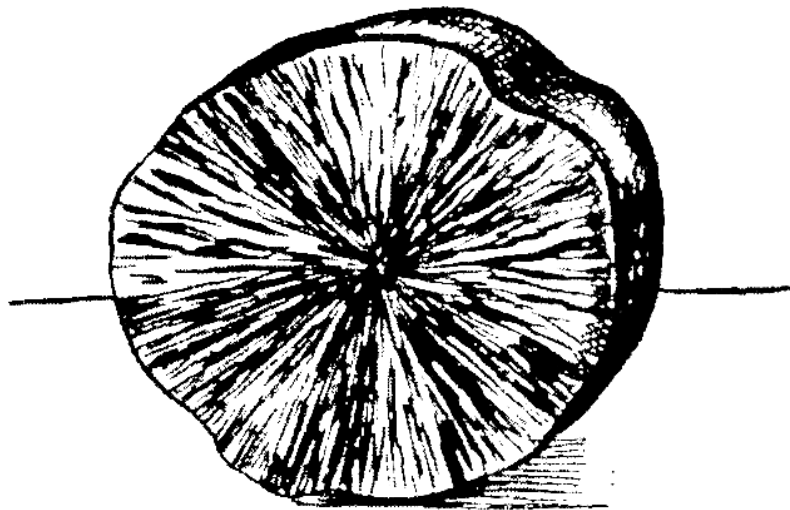


б

Рис. 2.8 - Дендрит. Форма мінералів



а



б

Рис. 2.9 - Конкреції:  
а - загальний вигляд; б - розріз

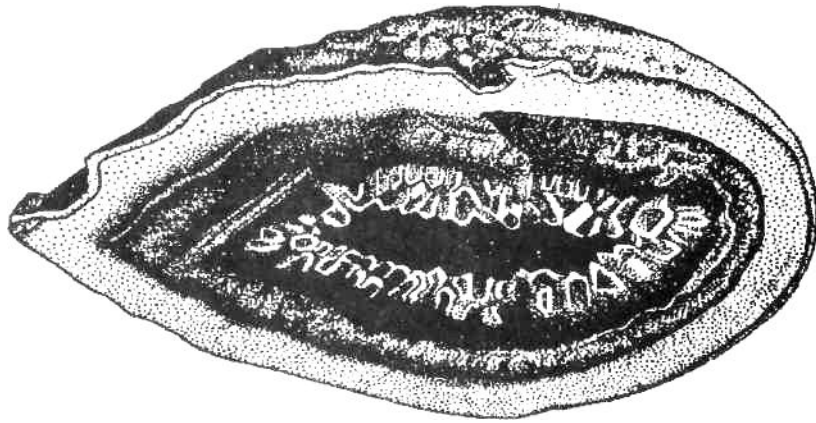


Рис. 2.10 - Секреція. Форма мінералів

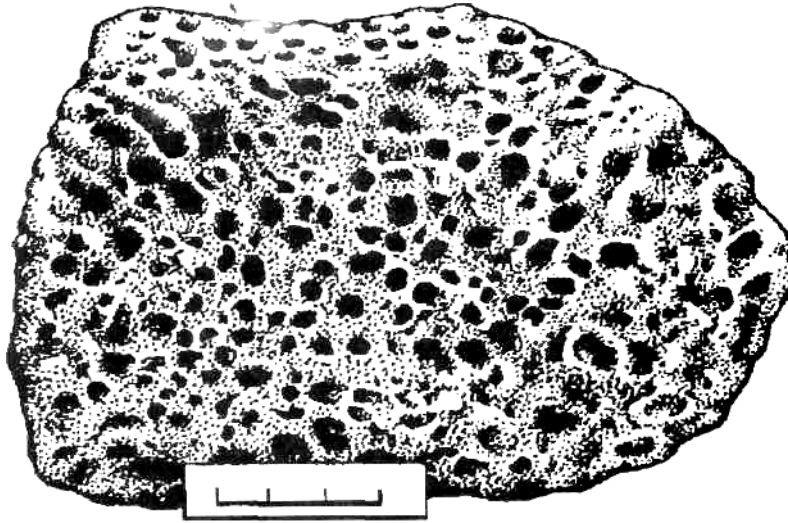


Рис 2.11 - Ооліт. Форма мінералів

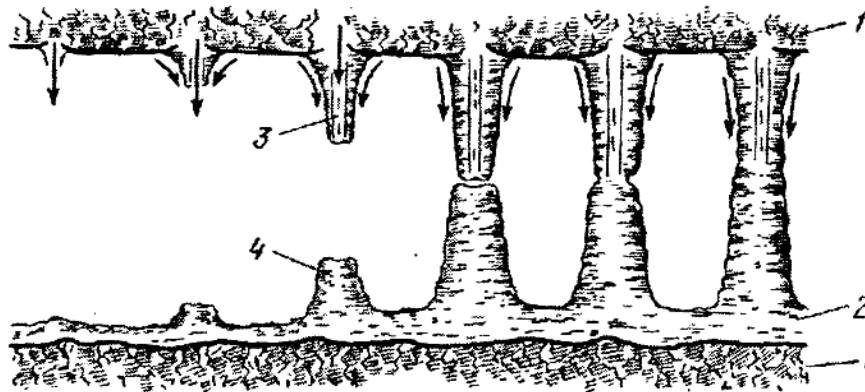


Рис. 2.12 - Сталактити і сталагміти:  
1 - вапняк; 2 - осад; 3 - сталактит; 4 – сталагміт

*Листуваті, або пластинчасті* - кристали легким зусиллям розщеплюються по площинах спайності на листочки - лусочки (слюди). Вони утворюють листуваті або слюдисті агрегати.

*Друзи* - зрощення кристалів (щітки) прикріплені одним кінцем до спільної основи (друзи гірського кришталю, кварцу, галеніту, (рис. 2.7).

*Сфероліти* являють собою сферичні або еліпсоїдальні тіла різного розміру, які утворені тонкими волокнами, що розходяться від центра. Скупчення сферолітів утворюють оолітові або пізолітові агрегати, складені в першому випадку більш мілкими стягненнями, ніж в другому.

*Дендрити* - гілкоподібні деревовидні агрегати, які утворюються при швидкій кристалізації на поверхні або по тріщинах порід і мінералів (дендрити самородної міді, срібла тощо, (рис. 2.8).

*Конкреції* - стягнення хемо- або біохемогенних мінеральних компонентів. Утворюються шляхом різностороннього росту по субпаралельних поверхнях за рахунок концентрації розсіяних компонентів середовища, в якому знаходяться. Ріст конкреції здійснюється від центра до периферії (рис. 2.9). Агрегати сфероподібної форми (жовна), деколи з радіально - променевою будовою всередині.

*Секреції* - кристалічні або колоїдні мінеральні речовини, які частково заповнюють порожнини, пустоти в гірській породі та відрізняються за складом від останніх (рис. 2.10). На відміну від конкрецій ріст секрецій проходить від периферії (стінок) до центру. Розрізняють форми: мигдалини - невеликі за розмірами і жеоди - крупні, частково заповнені пустоти.

*Ооліти* - кулькоподібні або еліпсоподібні утворення з вуглекислого вапняку, окислів заліза і марганцю. Невеликих розмірів і можуть знаходитись як в зцементованому, так і в розрихленому стані (рис. 2.11).

*Натічні форми* (сталактити і сталагміти) - утворюються в результаті осадження з розчину колоїдних суспензій (рис. 2.12). Такі агрегати називають колоформами або коломорфними. Відомі в печерах та пустотах. Характерні для класу кальциту.

### 3 ГІРСЬКІ ПОРОДИ

*Петрографія* - (гр. *петрос* - камінь, *графо* - описую) - наука, яка займається вивченням гірських порід, їх мінеральним і хімічним складом, будовою та умовами залягання.

*Гірські породи* - це щільні або пухкі природні агрегати, які складаються з мінералів і утворюють самостійні геологічні тіла.

В даний час відомо понад 1000 видів різноманітних гірських порід.

**Мономінерали** - гірські породи, що складаються з одного мінералу (кварцит, вапняк, галіт).

**Полімінерали** - з декількох мінералів (граніт, гнейс). Мінерали, які в складі породи відіграють основну роль, називаються породоутворюючими. Вони визначають вид даної породи. Мінерали, які в складі породи не відіграють головну роль, називають акцесорними.

Крім них, в породах розрізняють ще другорядні мінерали, а саме, мінерали, які виникли після її утворення в результаті пізніших процесів, шляхом заміщення первинних мінералів або шляхом безпосереднього відкладення із розчинів в тріщинах і пустотах породи.

Основні властивості і зовнішні ознаки порід залежать від умов їх утворення.

В залежності від походження породи поділяються на:

- магматичні (вивержені);
- осадові;
- метаморфічні.

Основну масу земної кори складають магматичні породи (майже 95% її маси), хоча поверхня Землі на 75% складена осадовими породами і лише на 25% магматичними і метаморфічними.

У кожній породі розрізняють: структуру, текстуру, мінеральний склад, форми залягання та інші ознаки.

**Структура** - це особливості внутрішньої будови породи, які обумовлені ступенем кристалічності її речовини, розмірами і характером зростання мінеральних зерен в породі.

Розрізняють наступні основні типи структур:

- *повнокристалічну* - порода повністю складається із кристалічних зерен (залежно від абсолютного розміру зерен виділяють: крупнозернисту - зерна крупніше 5 мм; середньозернисту - 2-5 мм; дрібнозернисту - 0,1-2 мм; тонкозернисту - менше 0,1 мм);
- *прихованокристалічну* - коли порода складається із дрібних кристалів, які видні тільки в мікроскоп;
- *склувату* - коли порода складається з склуватої речовини, яка нерозкристалізовується;
- *порфірову* - основна маса породи представлена склуватою або прихованокристалічною речовиною, в яку вкраплені окремі кристали;
- *мигдалекам'яну* - порода має пористу, пухляку будову, причому пустоти заповнені вторинними мінералами.

Повнокристалічні структури характерні для інтрузивних глибинних та напівглибинних порід, прихованокристалічні та склуваті - для

ефузивних.

Крупно-, середньо- та дрібнозернисті структури характерні для інтрузивних порід, а тонкозернисті - для основної маси ефузивних.

Рівномірнозернисті та порфіровидні структури характерні для інтрузивних гірських порід, а порфірові та афірові - для ефузивних.

*Текстура* - це будова породи, яка обумовлена взаємним розташуванням і розподілом мінералів, що її складають, а також характером заповнення простору мінеральною речовиною.

Виділяють основні текстури:

- масивну;
- верстувату (шарувату);
- сланцювату;
- пористу;
- бульбашкову;
- флюїдальну.

*Масивна* текстура відрізняється безладним розміщенням мінералів в породі (обсидіан або вулканічне скло).

*Плямиста* - нерівномірний розподіл темних і світлих мінералів у породі; її різновид - *смугаста* текстура (темні і світлі мінерали концентруються в породі у вигляді рядків).

*Бульбашкова* - містить пустоти від бульбашок газів.

*Флюїдальна* - коли у затверділій лаві збереглися сліди течії речовини у вигляді потокоподібного розміщення кристалів.

Масивна та шарувата текстури характерні для інтрузивних порід; бульбашкова - тільки для ефузивних; флюїдальна - зустрічається в обох типах порід.

### **3.1 Магматичні породи**

Магматичними називають породи, які утворюються в результаті виливання і кристалізації магми. Магматичні породи розрізняють:

- *інтрузивні* (рос. - внедрившиеся) - утворюються в надрах Землі;
- *ефузивні* (вливні) - утворились на поверхні Землі.

Вулкан

Лавовий потік.



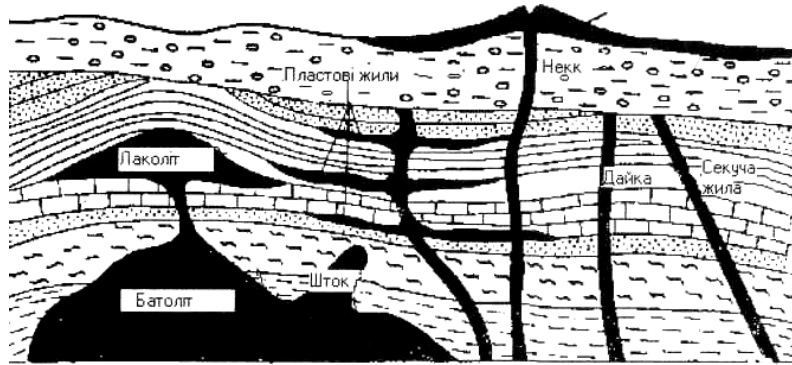


Рис. 3.1 - Форми залягання інтрузивних порід

Виділяють також групу жильних магматичних порід, які сформувались при охолодженні магми в тріщинах земної кори і є проміжними між інтрузивними та ефузивними. Основні породоутворюючі мінерали вивержених порід -кварц, калієві польові шпати, плагіоклази, піроксени, амфіболи, слюди, олівін, ніфелін. Найбільш поширені форми залягання інтрузивних порід (рис. 2.10):

*Батоліти* - це крупні тіла, складені, головним чином, гранітоїдами, які залягають серед осадових товщ складчастих областей.

*Шток* - невеликі неправильної форми крутопадаючі тіла.

*Лаколіти* - грибоподібні (караваєподібні) тіла, у яких як дно, так і покрівля розміщені в шарах порід.

*Дайки* - лінійно витягнуті прямовисні чи крутопадаючі магматичні тіла, що утворилися за рахунок заповнення магмою тріщин і які мають паралельні стінки.

*Жили* - витягнені неправильної форми тіла, які виникли внаслідок заповнення тріщин магмою.

Найбільш поширені форми залягання ефузивних порід:

*Потоки* - захолює лавові ріки великої довжини (рис. 2.11).

*Куполи* - це куполи вулканів; висота їх може сягати декількох тисяч метрів (рис. 2.12).

*Покриви* - плющоподібні тіла, що утворились при розповсюдженні лави на горизонтальних чи слабонахилених ділянках місцевості (рис. 2.13).

Класифікація магматичних порід за їх хімічним і мінеральним складом ґрунтується на вмісті оксиду кремнію ( $\text{SiO}_2$ ):

- кислі.....  $\text{SiO}_2 > 65\%$ ;
- середні ..... 52-65%;
- основні ..... 45-52%;
- ультраосновні .....  $< 45\%$ .



Рис. 3.2 - Лавовий потік



Рис. 3.3 - Купол ефузивної гірської породи

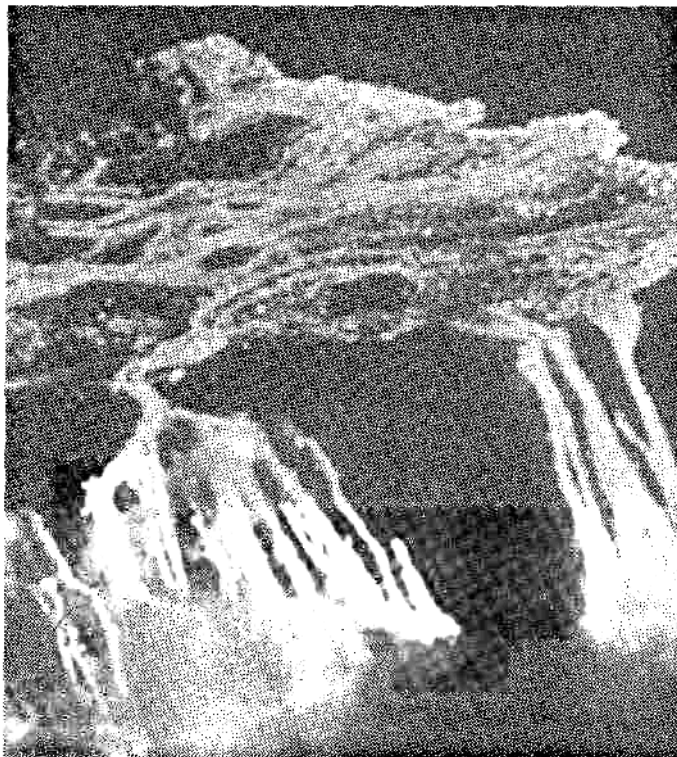


Рис. 3.4 - Лавовий покрив

В окрему групу виділяються лужні породи, які характеризуються значним вмістом  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (до 20%) і малим вмістом  $\text{SiO}_2$  (40-55%).

**Кислі породи.** Характеризуються великим змістом кварцу, більше 50%, калієвого польового шпату, плагіоклазу, містять кольорові мінерали (слюди, амфіболи, іноді піроксени). Кислі гірські породи світлі. До них належать граніти, гранодіорити (інтрузивні) та ліпарити, кварцові порфіри (ефузивні), жильні -пегматити, апліти.

*Граніти* - це глибинні гірські породи, складені калієвим польовим шпатом (40%), кварцом (30%), плагіоклазом (20%) і темнокольоровими мінералами (до 10%, головним чином, біотитом і роговою обманкою). Граніти з розміром зерен понад 25 мм і характерним проростанням кварцу в калієвий польовий шпат називають *пегматитами*.

*Ліпарити* - утворюються з кислих лав, які вилились на поверхню Землі. Це порфірові породи світло-сірого чи рожевого кольору.

**Середні породи.** Від кислих порід відрізняються відсутністю кварцу і великою кількістю світло забарвлених мінералів. Світлі мінерали представлені плагіоклазом або польовим шпатом. Кольорові - біотитом, роговою обманкою, рідше авгітом (андезит - ефузивні; діорит і сіеніт).

**Основні породи.** Від кислих і середніх порід відрізняються темним забарвленням, що зумовлено великою кількістю темнозабарвлених

мінералів. Головним природоутворюючим мінералом є піроксен (авгіт) і плагіоклази, присутня рогова обманка, олівін. Кварц і калієвий польовий шпат відсутні (габро, діабазити-інтрузивні; базальти і базальтові порфірити - ефузивні).

**Ультраосновні породи.** В основному є інтрузивними, ефузивні зустрічаються рідко. Складаються з темнозбарвлених мінералів і за складом, в основному, мономінеральні (дуніти, піроксеніти, перидотити). В них мало кремній кислоти і вони майже цілком складаються з мінералів, багатих основними окислами (головним чином, окислами заліза і магнію). Породоутворюючий мінерал є олівін і піроксени, рідше амфіболи.

Лужні породи мають незначне розповсюдження і складають близько 1% від магматичних порід (нефелінові сієніти - світлі породи).

### 3.2 Осадкові породи

Осадкові гірські породи є результатом діяльності екзогенних процесів (на поверхні Землі). Утворюються за рахунок руйнування магматичних, метаморфічних або осадових порід, а також продуктів життєдіяльності організмів. Продукти руйнування переносяться водою, повітрям, інколи льодом, відкладаються в різноманітних водосховищах і на поверхні суші, піддаються хімічному вивітрюванню і розкладанню. Залежно від умов утворення осадові породи поділяються на дві генетичні групи: залишкові відклади (що залишились на місці) і перенесені:

- *механічним* способом (класичні, уламкові утворення - у вигляді твердих часток);
- *хімічним* способом (хемогенні утворення - у вигляді розчиненої речовини і потім відкладені хімічним способом);
- *органічним* способом (органогенні утворення - в результаті життєдіяльності організмів).

Процес перетворення пухких осадків в тверду гірську породу носить назву діагенез. Він відбувається через ущільнення, цементацию, перекристалізацію осадків. Для більшості осадових порід характерна пластоподібна форма залягання і шарувата текстура. За походженням осадові породи поділяються на уламкові, хемогенні і органогенні.

Осадкові гірські породи, як інтрузивні, так і ефузивні, мають притаманні тільки їм структури і текстури.

*Структури* осадових порід:

1) *для механічних порід:*

- грубоуламкові..... 2 мм;
- піщані.....2-0,1 мм;

- пилюваті.....0,1-0,01 мм;
- глинисті.....< 0,01 мм.

Уламки можуть бути обкатаними, напівобкатаними і кутуватими.

2) для хімічного і органічного походження:

- крупнозернисті.....> 0,25 мм;
- середньозернисті.....0,1-0,25 мм;
- дрібнозернисті.....0,05-0,1 мм;
- тонкозернисті.....< 0,05 мм.

За формою уламки можуть бути рівно- і різнозернистими, оолітовими, листуватими, волокнистими.

Текстура осадових порід - безладна пориста та плейчаста (дрібні хвилясті складки). Основний текстурний признак - шаруватість. Шаруватість може бути за структурою, за кольором і складом. Розрізняють шаруватість горизонтальну (осадки накопичувались в спокійних умовах) і косу (еолові і річкові відклади).

Для визначення осадових порід важливо правильно встановити матеріал цементу, що скріплює окремі зерна. Цемент може бути глинистим, піщаним, кременистим, вапнистим або залізистим тонкозернистим чи аморфним матеріалом.

Породоутворюючими мінералами для осадових порід є: кварц, кальцит, каолінит, опал, гіпс, слюда, мінерали заліза та ін. Основними формами залягання осадових порід є пласти.

Уламкові породи - це осадові породи, які утворилися за рахунок відкладання уламків порід, що піддалися руйнуванню. Залежно від розміру уламків, їх форми і цементациї виділяються різноманітні породи (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 - Характеристика крупноуламкових порід

Уламки	Розмір уламків, мм		
	1-10	10-100	> 100
Необкатані: - розрихлені	жорства	щебінь	глиби
- цементовані	брекчії		
Обкатані: - розрихлені	гравій	галька	валуни
- цементовані	конгломерат		

Структура їх називається уламковою.

*Крупноуламкові* - породи, які складені більш ніж на 50% уламками  $0 > 1$  мм. Вони можуть бути як рихлими, так і зцементованими.

*Середньоуламкові* - породи, які складаються із уламків від 1 до 0,1 мм. До них належать піски і піщаники. Піщаники - це зцементовані піски, можуть бути кварцові, польовошпатові тощо.

*Піщані породи*. Поділяються на розрихлені (піски) і зцементовані (піщаники). За розміром зерен поділяються на:

- грубозернисті..... 2-1 мм;
- крупнозернисті..... 1-0,5 мм;
- середньозернисті..... 0,5-0,25 мм;
- дрібнозернисті..... 0,25-0,1 мм.

Виходячи з мінерального складу, виділяються кварцові, магнетитові, гранатові, кварц-глауконітові, залізисті піски і піщаники.

Піски залягають у вигляді пластів та лінз серед осадових порід і належать до продуктів фізичного і хімічного вивітрювання різноманітних гірських порід.

Кварцові піски використовуються як сировина для скляної промисловості, ідуть на приготування цегли та ін. потреби.

*Дрібноуламкові* - складаються в основному із уламків від 1,0 до 0,01 мм.

*Пилуваті породи*. Це перехідний тип утворень між піщаними і глинистими породами. До них відносять: *алеврити* (розрихлені) і *алевроліти* (зцементовані). Складені частинками розміром 0,1-0,01 мм.

До *алевритів* зараховують лес і лесовидні суглинки.

*Глинисті породи*. Мають широке розповсюдження. На їх частку припадає понад 50% площі, зайнятої осадовими породами. До глин відносяться породи, що містять понад 30% часток діаметром менше 0,001 мм.

*Глини* - це складні незцементовані гірські породи. Складаються з каолініту та інших глинистих мінералів. Глини з домішками піску називаються суглинком, якщо глинистих частинок більше ніж піску. Якщо піщаних частинок менше ніж глинистих, то порода називається *супіском*.

*Каолін* - слабо зв'язна порода, складається здебільшого з каолініту.

### 3.2.1 Породи хімічного та органогенного походження

Вапняки, ракушняк, крейда, буре та кам'яне вугілля, бітумні породи, нафта.

*Хемогенні породи* - це осадові породи, які утворилися в результаті випадання розчинених речовин із справжніх і колоїдних водних розчинів. Формуються, в основному, на дні водойм. Хемогенні є також відклади підземних вод (сталактити, сталагміти, цемент уламків порід, тощо).

Породи мають кристалічну структуру (крупно-, середньо-, дрібно- і тонкозернисту) і прихованокристалічну (які утворились з колоїдних розчинів). Текстура їх, в більшості, верстувата (шарувата), але може бути і масивна.

До них можна віднести: залізні та марганцеві руди, боксити, фосфорити, мергелі, вапняки, доломіти, гіпс, кам'яну і калійну солі.

*Органогенні породи* - утворюються за рахунок продуктів життєдіяльності організмів. Розділяють такі типи структур:

- органогенну;
- органогенно-уламкову;
- детритову.

Текстура їх більшості верстувата (шарувата), рідше масивна. До них належать: вапняки (ракушняки, коралові), крейда, діатоліти, нафта, вугілля (буре, кам'яне, антрацити).

### 3.3 Метаморфічні породи

Метаморфічними називають гірські породи, які зазнали змін під дією високих температур, тиску а також хімічних речовин, що входять до складу магми, горючих газів і водних розчинів.

Метаморфічні гірські породи утворюються в надрах земної кори шляхом перетворення осадових або вивержених порід внаслідок впливу температури, тиску, розчинів і газів.

Внаслідок метаморфізму змінюються мінеральний, а інколи й хімічний склад, структура і текстура порід. Розрізняють такі типи метаморфізму:

*регіональний* - зумовлений високим нерівномірним тиском і температурою, розповсюджений на великих просторах (найбільш поширений тип метаморфізму);

*динамометаморфізм* - виникає під впливом високого тиску в умовах низьких температур, викликає інтенсивне подрібнення мінеральних зерен;

*контактний* - виникає вздовж границь магматичних тіл, пов'язаний

з впливом на контактуючі породи високої температури, парів і розчинів від магматичних розплавів;

*пневматолітовий* і *гідротермальний* - розвиваються при інтенсивному надходженні в породу гарячої води і газів від магми, яка охолоджується.

Особливості, які відрізняють метаморфічні породи від осадових і магматичних - мінеральний склад, структура і текстура.

До складу метаморфічних порід входять лише мінерали, які достатньо стійкі в умовах високих температур і тиску. До них відносяться більшість мінералів магматичних порід: кварц, альбіт та ін. плагіоклази, калієвий польовий шпат (мікроклін), мусковіт, біотит, рогова обманка, піроксен (авгіт), магнетит, гематит, а також один з мінералів осадових порід - кальцит.

Крім того, деякі мінерали утворюються тільки при метаморфізмі: тальк, гранат, графіт та ін.

*Структура* метаморфічних порід повнокристалічна.

*Текстура* метаморфічних порід:

- 1) *сланцювата*;
- 2) *смугаста* - чергування рядків різної товщини різноманітного мінерального складу і кольору;
- 3) *очкова* - розсіяні великі овальні зерна чи агрегати, що виділяються за кольором.

*Породи регіонального метаморфізму.* Розглянемо зміни, яких набувають глинисті породи.

*Аргіліти* - це обезводнені глини, не розмокають.

*Аргілітові сланці* - накопичення мілких зерен кварцу, слюди, хлориту, кристалів піриту, вуглистих частинок. Текстура - тонкосланцювата.

*Філіти* - сланцюваті породи червоного, сірого, чорного кольорів, повна перекристалізація глини. Структура - мілкозерниста. Текстура - повнокристалічна неявно виражена. Спостерігається шовковистий блиск.

*Кристалічні сланці* - це повнокристалічні породи з сланцюватою текстурою. Сильний шовковистий блиск. Серед них розрізняють слюдяні, талькові, роговообманкові тощо. Утворюються за рахунок метаморфізму осадових і магматичних порід.

*Гнейси.* Структура - зернистокристалічна, середньо- або крупнокристалічна. Текстура - масивна гнейсова (смугаста), інколи сланцювата або очкова.

*Породи динамометаморфізму.* Виникають під дією тектонічного тиску. Продуктами динамометаморфізму є тектонічні брекчії та міоніти.



*Породи контактового метаморфізму.* Утворюються в умовах високої температури під дією інтрузивних магматичних мас (без помітної участі тиску). При цьому на контакті виникають дуже міцні, мікрозернисті породи з масивною текстурою - *роговики*. Колір, як правило, сірий, чорний чи темно-зелений.

*Породи пневматолітового та гідротермального метаморфізму.* До даних порід відносяться скарни і грейзени.

*Скарни* виникають на контакті карбонатних та інтрузивних порід внаслідок контактово-метасоматичних процесів, які протікають під впливом постмагматичних розчинів. Скарни мають важливе практичне значення, оскільки в таких місцях знаходяться корисні копалини (мідь, залізо, поліметали, молібден, вольфрам, олово).

*Грейзени* виникають за рахунок зміни гірських порід здебільшого кислого складу (гранітів, ліпаритів). Вони складаються з кварцу і світлої слюди мають крупнокристалічну структуру. З грейзенами пов'язані родовища вольфраму, олова, берилію, інколи молібдену та миш'яку.

### ***Запитання для самоконтролю***

1. Дайте визначення поняттям мінералогія і мінерал.
2. Від чого залежать фізичні і хімічні властивості гірських порід і мінералів?
3. Дайте загальну характеристику ендегенних і екзогенних процесів утворення мінералів.
4. Як визначається твердість мінералів? Що таке шкала Мооса?
6. Що таке спайність, злам? Які різновиди їх зустрічаються?
7. Які форми знаходження мінералів в природі Вам відомі?
8. Дайте визначення поняттям гірські породи і петрографія.
9. Що таке текстура і структура гірських порід? Які основні типи структур і текстур гірських порід Ви знаєте?
10. Дайте характеристику основних магматичних порід.
11. У чому проявляється метаморфізм гірських порід?
12. Дайте характеристику основних метаморфічних порід.
13. В чому особливості текстури і структури осадових порід?
14. Поясніть особливість утворення осадових порід.
15. Дайте характеристику основних осадових порід.
16. Назвіть основні форми залягання магматичних, метаморфічних і осадових порід.
17. Назвіть основні елементи складки.
18. Які основні форми залягання осадових порід?

## 4 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО РЕЛЬЄФ ЗЕМЛІ

Поняття «рельєф» має різні тлумачення, але всі вони зводяться до того, що це сукупність форм земної поверхні, які утворилися в результаті складної взаємодії земної кори з атмосферою, гідросферою та біосферою. Тобто, рельєф - це сукупність різних матеріальних тіл, які утворилися в певний час внаслідок певних причин ендо- чи екзогенного походження, мають певну форму, характеризуються відповідними енергетичними властивостями, які забезпечують їхній розвиток. З зазначеного випливає, що рельєф має свій вік, генезис, морфологію (вигляд, форму) і він розвивається. Саме ці властивості рельєфу - морфологія, генезис, вік та динаміка - є об'єктом вивчення *геоморфології*.

### 4.1 Морфографія і морфометрія рельєфу

Рельєф земної поверхні складається з окремих матеріальних тіл, які мають певну *форму*, а кожна з таких форм побудована з *окремих елементів*. Під формами рельєфу розуміють природні матеріальні тіла, які наближено можна порівняти з певними геометричними фігурами - конусом, пірамідою, кубом, трапецією, площиною тощо. Такі тіла складаються з певних елементів, які визначають їхні форми. За геометричними ознаками розрізняють наступні елементи рельєфу: грані, або поверхні, ребра і гранні кути.

Форми і елементи рельєфу відображають його зовнішні ознаки, за якими проводиться опис рельєфу. Тобто це *морфографічна* (морфос - форма, графус - опис) категорія, яка дозволяє описувати рельєф.

*За зовнішніми ознаками* розрізняють замкнуті, відкриті, прості, складні, позитивні і негативні форми рельєфу.

*Замкнутими формами* вважаються ті, які обмежені з усіх сторін схилами або замкнутими лініями. Прикладом можуть бути горби, сопки, западини, вирви та інші, які обмежені схилами і мають у підшві чітко виражену в плані замкнуту лінію, яка нагадує коло, еліпс тощо.

До *відкритих форм* належать такі форми, в яких з однієї або двох сторін поверхні відсутні. Типовим прикладом таких форм є *яри або балки*, які обмежені схилами тільки з трьох сторін.

*Прості форми* зазвичай невеликі за розмірами і характеризуються відносно правильними геометричними обрисами з чітко вираженими елементами рельєфу. Як приклад можна навести каньйон, одиничний бархан, русло річки тощо.

*Складні форми* - це форми, які складаються з комбінації декількох простих. Наприклад, річкова долина включає русло, заплаву, тераси, гирло тощо. Кожна з цих форм окремо належить до простих, а саму річкову долину, яку вони складають, слід класифікувати як складну форму.

Форми, які утворюють випуклості по відношенню до горизонтальної площини, належать до *позитивних*, а увігнуті - до *негативних*. Плоскі рівнини зазвичай відносять до нейтральних.

Морфографічна класифікація форм і елементів рельєфу відображає його зовнішні ознаки та особливості, а вивчення форм рельєфу з позиції їхніх розмірів і кількісних характеристик є прерогативою *морфометрії*.

*Залежно від розмірів форми рельєфу підрозділяються на планетарні, мега-, макро-, мезо-, мікро- і наноформи.*

*Планетарні форми* - це форми, які визначають фізіономію Землі як планети. Вони займають площею мільйони квадратних кілометрів і простягаються на тисячі та десятки тисяч кілометрів. Глибина розчленування рельєфу в їхніх межах зазвичай становить 2500 - 6500 м, але може сягати 10 км і більше. Наприклад, різниця позначок дна Чилійсько-Перуанського жолоба та висота Анд, які знаходяться поряд, перевищує 15 км.

Основними формами цієї групи є *материки, океанічне ложе і серединно-океанічні хребти*.

*Материки* - це найбільші позитивні форми рельєфу Землі. Основна їхня частина являє собою сушу, а материкова обмілина разом з континентальним схилом беруть участь у будові Світового океану. *Основною ознакою материків є те, що для них властивий континентальний тип будови земної кори.*

*Ложе океану* - це основна частина дна Світового океану, яка характеризується глибинами понад 3 км, наявністю чітко виражених значних за розмірами океанічних западин і океанічним типом земної кори.

*Серединно-океанічні хребти* являють собою лінійно витягнуті на 1000 - 4000 км підводні підняття, які опоясують земну кулю у вигляді єдиної планетарної системи загальною довжиною більше 60000 км. В їхній будові різко виділяться осьові зони, які являють собою поєднання вулканічних гряд, розділених рифтовими долинами. Амплітуда рельєфу в цих зонах досягає 2 - 4 км і більше.

*Мегаформи* ускладнюють планетарні. їхні горизонтальні розміри визначаються десятками і сотнями тисяч квадратних кілометрів, а протяжність - сотнями, тисячами кілометрів. Різниця висот в їхніх межах коливається від декількох сот до 8000 м. До них належать гірські системи, рівнини, западини морів, нагір'я і плоскогір'я.

**Макроформи** зазвичай є складовими мегаформ і їхня протяжність сягає десятків або сотень кілометрів, а глибина розчленування рельєфу - кілька сотень метрів, лише в окремих випадках може бути до 3000 м. Макроформами вважаються окремі гірські хребти, вулканічні нагір'я, плато, височини, гряди, низовини на рівнинах, а також міжгірські улоговини в горах. Негативні формами цієї групи часто заповнені водою і перетворені на озера.

**Мезоформи** характеризуються розмірами від кількох сотень метрів до десятків кілометрів і глибиною розчленування рельєфу 200 - 300 метрів. До *позитивних форм* цієї категорії належать друмліни, коми, барханні гряди, грязьові вулкани, сопки тощо, а до *негативних* - річкові долини, великі балки і яри, карстові вирви, улоговини невеликих озер.

**Мікроформи** - це компоненти поверхні мезоформ, які мають розміри від декількох метрів до декількох десятків метрів. Відносні перевищення в їхніх межах зазвичай не перевищують кількох метрів. Прикладом позитивних мікроформ можуть бути *дрібні конуси виносу, піщані кучугури, бархани, дюни, соліфлюкційні тераси*, а до негативних відносяться *карстові і суфозійні лійки, невеликі яри і балки тощо*.

**Наноформи** моделюють та ускладнюють поверхні мікро- та мезоформ. їхня площа не перевищує кількох квадратних метрів, а відносні перевищення становлять 1 - 2 м. До цієї категорії належать *болотні купини органічного походження, дрібні карстові кари, мерзлотні кам'яні вали, піщані брижі, дрібні водорієни, ерозійні борозни* тощо.

Планетарні, мега- і макроформи рельєфу, як це було показано вище, відрізняються не тільки за розмірами площ, які вони займають, але й гіпсометрією, а стосовно підводних форм, батіометрією (глибиною моря або океану).

Загальний розподіл висот і глибин на земній кулі відображає *гіпсографічна крива*, на якій чітко виокремлюється два основних гіпсометричних рівні земної поверхні - материковий і океанічний. Материковий рівень обмежений абсолютними відмітками +200 м та -200 м і займає 29,2% площі земної поверхні, а межами океанічного рівня є глибини -3000 - -6000 м. Його площа становить близько 50% поверхні Землі, інші 20% займають на материках високі гори, а в океанах - глибоководні жолоби. Середня висота суші над рівнем моря становить +875 м, а середня глибина океану - -3730 м. Середня висота поверхні Землі складає - 2440 м.

Гіпсометрична характеристика - одна з найважливіших характеристик рельєфу. За ступенем підняття суходолу над поверхнею океану розрізняють низинний і височинний рельєф. Перший обмежується

абсолютними відмітками 0 - 200 м, а височинний рельєф за характером розчленування поділяють на *високі рівнини, височини, плоскогір'я та гірський рельєф*. Останній, в свою чергу, за гіпсометричною характеристикою ділиться на низькогірний з максимальною абсолютною висотою 1000 м, середньогірний, який обмежується висотами 1000 - 3000 м, і високогірний, абсолютні висоти якого перевищують 3000 м.

Положення поверхні дна морів та океанів щодо рівня океану називають **батиметрією** (від грецького батос ~ глибина). За цією ознакою розрізняють чотири глибинних зони: *неритову, батіальну, абісальну і гіпабісальну*.

*Неритова зона* охоплює частину дна океану до глибини 200 м, *батіальна* знаходиться в діапазоні 200 - 3000 м, *абісальна* обмежується глибинами 3000 - 6000 м, а *гіпабісальна зона* - це зона глибше 6000 м.

Для характеристики рельєфу Землі загалом, а також окремих регіонів важливе значення мають так звані екстремальні найвищі і найнижчі відмітки. До таких належать найвища точка на земній поверхні, якою є вершина гори Джомолунгма (Еверест) в Гімалаях висотою 8848 м, і сама найбільша глибина рівна 11034 м, що зафіксована в Маріанському глибоководному жолобі Тихого океану. Відповідно, максимальна різниця висот на земній поверхні становить майже 20000 м. Зазначені вище категорії рельєфу відрізняються за походженням, віком, динамікою і особливо генезисом.

В утворенні планетарних, мега- та макроформ провідна роль належали ендегенним чинникам (тектонічним рухам, магматизму, метаморфізму), мезо-, мікро- і наноформи є наслідком домінуючого впливу екзогенних чинників (вивітрювання, денудації, акумуляції, ерозії тощо), що знайшло своє відображення в термінах «*морфоструктура*» і «*морфоскульптура*».

Поняття **морфоструктура** охоплює великі нерівності земної поверхні, утворені взаємодією енде- та екзогенних чинників, при провідній ролі ендегенних; морфоструктура - це закономірності розміщення певних форм рельєфу залежно від особливостей внутрішньої будови земної кори і особливо її верхньої частини, що бере участь у створенні форм рельєфу.

**Морфоскульптура** характеризує форми рельєфу і закономірності їх розміщення на земній поверхні, утворені під провідним впливом екзогенних чинників.

При формуванні *планетарних, мега- і макроформ*, а також в окремих випадках мезоформ рельєфу провідна роль належить ендегенним чинниками, а *мікро- і наноформи* є результатом взаємодії екзогенних

*процесів.* Враховуючи це, загальний вигляд походження рельєфу визначають термінами «ендогенний рельєф» або «екзогенний рельєф». Проте сьогодні суттєва роль у формуванні навколишнього середовища загалом, і рельєфу зокрема, належить людині, яка стала основним чинником зміни закономірного перебігу природних процесів, що знайшло своє відображення і в рельєфоутворенні. Де привело до появи терміну «антропогенний рельєф», тобто рельєф створений внаслідок діяльності людини.

Ендогенний рельєф властивий переважно областям з інтенсивною гороутворювальною діяльністю. Основним чинником гороутворення є *тектонічні рухи*, які призводять до порушення первинного залягання гірських порід і утворення складок, флексур, антикліноріїв, синкліноріїв, розривних порушень, грабенів, горстів та інших тектонічних структур, які чітко виражаються у морфоструктурних формах рельєфу. Такий рельєф зазвичай називають **тектонічним рельєфом**.

До ендогенного рельєфу належить також рельєф утворений проявленнями ефузивного і інтрузивного магматизму. Ефузивний магматизм, який ще називають вулканізмом, сприяє формуванню вулканічних сопок (Ключевська, Толбачик, Крашеніпнікова та інші на півострові Камчатка) і вулканічних гряд (Вигорлат-Гутинська в Закарпатті, Охотсько-Чукотська на Далекому Сході), які представляють поодинокі або серії потухлих конічних вулканів центрального типу.

Діяльність вулканів тріщинного типу, основна особливість якої полягає у виливанні на земну поверхню значних мас лави, сприяє формуванню вулканічних плато, плоскогір'я і нагір'я. Такі форми збереглися в Середньому Сибіру (сибірські базальтові трапи), на півострові Індостан (базальтові виливи плоскогір'я Декан), Гвіанському та Бразильському нагір'ях та інших районах планети.

*Інтрузивний магматизм*, суть якого полягає у вкоріненні магми в земну кору і застиганні її на глибині, прямо не впливає на утворення форм рельєфу, але при відпрепаруванні екзогенними чинниками інтрузивних тіл (батолітів, лаколітів, штоків, дайок тощо) віл вміщуючих порід, останні з'являються на земній поверхні у вигляді первинних форм тіл. Прикладом є гора Аю-Даг на Південному узбережжі Криму, яка є відпрепарованим лаколітом.

*Рельєфом ендогенного походження* вважають також рельєф, що сформувався на дислокованих гірських породах без прямої участі тектонічних або магматичних процесів. Це так званий рельєф пасивної тектоніки. Він формується на зім'ятих в складки і розбитих численними розломами породних комплексах у минулі геологічні періоди. Такі сліди

впливу ендегенних процесів, особливо тектонічних рухів, зазвичай зберігаються в таких формах рельєфу, як антиклінальні межиріччя, синклінальні річкові долини, столові височини, плато, куес-тові гряди тощо.

У первісному стані створених ендегенними процесами форми рельєфу зберігаються дуже рідко. Зазвичай вони істотно змінюються під впливом ендегенних чинників і лише відносно молоді тектонічні порушення, катастрофічні сейсмодислокації, виливи магми в областях вулканічної діяльності здатні нетривалий час зберігати ознаки ендегенної природи. Виняток можуть складати форми рельєфу тектонічного походження на дні океану, де ендегенні чинники проявляються відносно слабо і не мають суттєвого впливу на їх формування.

*Метаморфічні процеси*, які також належать до категорії ендегенних, самі не сприяють утворенню форм рельєфу, проте вони відіграли суттєву роль в формуванні континентального типу земної кори на ранніх етапах геологічної історії Землі. В зв'язку з цим можна вважати, що вони причетні до утворення материків як планетарних форм рельєфу.

*Ендегенний рельєф* формується під впливом зовнішніх чинників, до яких зазвичай належать всі явища природи, а також *ендегенних процесів* - вивітрювання, денудації та акумуляції. В даному випадку в рельєфоутворенні активно задіяна не тільки поверхнева частина земної кори, але й гідросфера та атмосфера.

Залежно від домінуючого чинника рельєфоутворення розрізняють наступні генетичні *типи ендегенного рельєфу*:

- елювіальний,
- еоловий,
- флювіальний,
- ерозійний,
- гляціальний,
- кріогенний,
- рельєф схилів,
- карстово-суфозійний,
- морських, озерних узбереж та шельфу,
- біогенний,
- антропогенний.

Елювіальний рельєф - це рельєф створений внаслідок вивітрювання гірських порід з формуванням елювіальних відкладів і площинної та лінійної кори вивітрювання.

*Еоловий рельєф* формується під впливом дії вітру і репрезентований барханами, дюнами, піщаними кучугурами тощо.

*Флювіальний рельєф* утворюється при домінуючій ролі текучих вод, які перевідкладаючи елювій сприяють формуванню делювіальних відкладів, що зазвичай призводить до нівелювання (вирівнювання) рельєфу.

*Ерозійний рельєф* - це рельєф створений текучими водами тимчасових і постійних потоків, що спричиняє ерозію (розмивання) гірських порід і формування таких форм рельєфу, як яри, балки, річкові долини тощо.

*Гляціальний рельєф* - це наслідок дії на земну поверхню древніх і сучасних гірсько-долинних і покривних зледенінь.

*Кріогенний рельєф*, або як його ще називають мерзлотний, характерний для районів поширення багатолітньомерзлих порід (зона вічної мерзлоти), де геологічні процеси діють тільки в межах так званого активного шару земної поверхні, який підлягає впливу добових і сезонних кліматичних температурних змін.

*Рельєф схилів* утворюється внаслідок проявлення сил гравітації, що сприяють формуванню на схилах зсувів, осипів, тощо.

*Карстово-суфозійний рельєф* виникає внаслідок розчинення або вилуговування гірських порід підземними водами. Типовими формами рельєфу, які при цьому утворюються, є печери, карстові вирви тощо.

*Рельєф морських, озерних узбереж- та шельфу* утворюється під дією руйнування хвилями берегів, а також внаслідок перенесення і акумуляції уламкового матеріалу, що спричиняє формування мисів, пляжів, піщаних кіс тощо.

*Біогенний рельєф* - це результат процесів природного заростання озерних водойм або формування рифових споруд на морському мілководді.

*Антропогенний рельєф*, або як його ще називають техногенний, є наслідком активної господарської діяльності людини. Він зазвичай представлений формами створеними людиною, серед яких можна назвати кар'єри, терикони, відвали, штучні водосховища, дорожні насипи тощо.

Екзогенний рельєф зазвичай представлений мікро- і наноформами, які ускладнюють макро- та мегаформи, і його відносять до категорії морфоскульптурного рельєфу тих чи інших форм рельєфу, розрізняють *денудаційні, акумулятивні, ерозійні, еолові, карстові, гляціальні, біогенні форми* тощо.

*Денудаційні форми* утворюються внаслідок тісної взаємодії процесів вивітрювання та денудації. Перші руйнують гірські породи, а другі текучими водами, вітром та іншими чинниками перевідкладають продукти



руйнування. Такі форми зазвичай представлені денудаційними поверхнями.

*Акумулятивні форми* виникають при накопиченні продуктів руйнування гірських порід і репрезентовані різними горбами, валами тощо.

*Ерозійні форми* є результатом розмивання (ерозії) водами тимчасових і постійних руслових потоків гірських порід. їх прикладом, як це вже зазначалось, можуть слугувати промоїни, яри, балки тощо.

До *еолових форм* рельєфу належать усі форми створені шляхом руйнування гірських порід, перенесення і накопичення уламкового матеріалу вітром. Як приклад можна навести бархани в пустелях, дюни на узбережжях морів і великих озер, дефляційні улоговини, еолові стовпи тощо.

*Карстові форми рельєфу*, як це зазначалось вище, утворюються в результаті проявлення карстових процесів, які шляхом розчинення гірських порід сприяють утворенню в них порожнин як на поверхні, так і у приповерхневій частині земної кори.

*Гляціальні форми* утворюються внаслідок руйнування гірських порід, перенесення і акумуляції продуктів руйнування льодовиком. До них належать моренні горби, друмлини, ками тощо.

*Біогенні форми* утворюються внаслідок життєдіяльності як рослин, так і тварин. До них слід відносити не тільки рифові споруди в мілководній частині морів і океанів (зазвичай це рифи та атолові острови), але й загати, які споруджують бобри на річках.

Утворення рельєфу зокрема і навіть його окремих форм дуже рідко є результатом проявлення якогось одного процесу, зазвичай це наслідок складної взаємодії комплексу як екзогенних так і ендегенних чинників.

З викладеного вище можна однозначно стверджувати, що планетарні, мега- і макроформи є наслідком активної дії ендегенних процесів, яким також належить провідна роль у формуванні морфоструктур. Мезо-, мікро- і наноформи виникають під впливом екзогенних чинників і процесів. Вони ускладнюють і доповнюють форми вищих порядків і, відповідно, належать до морфоскульптурних форм. Звідси випливає, що рельєф земної поверхні є закономірне поєднання ендегенних і екзогенних форм.

## 4.2 Чинники і процеси рельєфоутворення

Головним рушієм розвитку Землі і її складових були, є і будуть геодинамічні процеси. Завдяки їм змінюється склад і структура земної кори та її поверхня. Під їх впливом руйнуються і утворюються гірські породи. Вони є причиною виникнення землетрусів, виверження вулканів, обміління морських басейнів і гороутворення, тощо.

Впродовж геологічної історії Земля зазнала цілу низку змін, спричинених різноманітними процесами, як в межах зовнішніх, так і внутрішніх геосфер. Вона змінювалася безперервно і сьогодні змінюється також. Зміни відбувались та відбуваються у її складі, фізичному стані, зовнішньому вигляді, положенні у світовому просторі та у взаємовідношеннях з іншими складовими Сонячної системи.

Важко що-небудь конкретно говорити про зміни, які відбувалися на початковій стадії становлення планети, тобто в *догеологічний час*, але можна стверджувати, що той період розвитку Землі характеризувався дуже складними процесами конденсації речовини та становлення форми планети як еліпсоїда обертання.

Подальша історія Землі визначається характером взаємовідношень тих сил, які і на сьогоднішній день функціонують у земній кулі та її зовнішніх геосферах, і які у тій чи іншій мірі доступні для вивчення.

До таких сил відносяться:

- взаємне притягання часточок речовини, яка складає земну кулю; іррадіаційні сили взаємодії між Землею, Місяцем, Сонцем та іншими планетами;
- ротаційні сили, тобто сили, пов'язані з обертанням Землі навколо осі і зміною швидкості цього обертання;
- сили, які виникають в тілі внутрішніх геосфер у результаті зміни температурного режиму планети, тобто температури надр Землі;
- сили, джерелом яких є хімічні перетворення речовини в надрах планети, а також зміна агрегатного стану матерії в умовах високих температур та тисків;
- сили, пов'язані з зовнішнім впливом на Землю інших космічних тіл і особливо Сонця, яке за допомогою теплової енергії, а також сонячного вітру, приводить в рух водні та повітряні маси, тобто безпосередньо діє на стан гідросфери та атмосфери, а також визначає стан біосфери.

Залежно від джерела, яке спричиняє проявлення тих чи інших змін, або зумовлює виникнення певних сил, всі процеси діляться на *процеси внутрішньої динаміки*, або *ендогенні*, і *процеси зовнішньої динаміки*, або *екзогенні*.

**Ендогенні процеси** - це процеси, які протікають в межах внутрішніх геосфер Землі, тобто літосфери, мантії та ядра, і які підпорядковані силам, діючим всередині планети, та практично не залежать, або дуже мало залежать, від зовнішніх впливів. Вони спричиняють різні рухи земної кори, які називаються тектонічними, і з ними пов'язана ціла низка процесів, що зумовлюють неоднорідність складу гірських порід, їх поширення та умови залягання.

До *ендогенних процесів відносяться:*

повільні коливні тектонічні рухи земної кори, що призводять до підняття та опускання окремих ділянок поверхні Землі;

- тектонічні рухи земної кори, які спричиняють різноманітні деформації останньої і ведуть до виникнення складчастих та розривних порушень гірських порід;

- тектонічні рухи, що сприяють гороутворенню; магматизм, виражений у вигляді вкорінення магми та застигання її в надрах земної кори, а також у вулканічних виверженнях лави на поверхню, що призводить до утворення інтрузивних та ефузивних магматичних порід;

- магматичні процеси зумовлюють зміни температурного та петростатичного режимів земної кори;

- землетруси, які являють собою особливий вид тектонічних рухів, спричинених раптовими зміщеннями та коливаннями тої або іншої ділянки земної кори, що призводить нерідко до катастрофічних руйнувань і людських жертв.

**Екзогенні процеси** - це процеси, які зумовлюють зміни складу гірських порід, структур, загального вигляду поверхні Землі, що відбуваються під впливом енергії, джерелом якої є Сонце, інші планети Сонячної системи та Космос загалом.

Основними джерелами енергії екзогенних процесів є: безперервне переміщення водних та повітряних мас, циркуляція води в атмосфері, на поверхні та в надрах Землі, хімічне та фізичне перетворення речовини під впливом життєдіяльності організмів, діяльність людини, тощо.

Залежно від значення та ролі різноманітних зовнішніх агентів ці процеси діляться на декілька груп:

- процеси вивітрювання, тобто руйнування;
- процеси, пов'язані з роботою вітру,
- поверхневих стічних вод,
- підземних вод, озер, боліт,
- морів та океанів.

Сукупність процесів, направлених на руйнування гірських порід і

перенесення продуктів руйнування в понижені ділянки земної поверхні, називається *денудацією*, а сам процес накопичення згаданих продуктів - *аккумуляцією*.

Екзогенні процеси знаходяться в тісному взаємозв'язку. Неможлива проява одного екзогенного процесу без іншого, тільки аналіз їх в сукупності дозволяє зрозуміти загальну картину змін, які відбуваються на поверхні Землі, і встановити заколи, що керують тими змінами.

Зазначене в повній мірі стосується і повного комплексу змін та процесів, які відбуваються на Землі, тобто ендегенних і екзогенних одночасно. Вони пов'язані один з одним, зумовлюють один одного, відображаючи складність, різноманітність і, разом з тим, єдність сил, які діють на планеті. Так, наприклад, гірський рельєф визначається, з однієї сторони, масштабами та швидкістю рухів земної кори, які виражаються через підняття та деформації певних ділянок земної кори, а з іншої, він визначається силою та напрямком дії на цій ділянці екзогенних агентів. У спільній взаємодії внутрішніх та зовнішніх сил і їх боротьбі створюється загальний вигляд поверхні Землі. Зміни в співвідношеннях між цими силами створюють усе різноманіття структури земної кори і форм її поверхні.

Таких прикладів можна навести безліч. Вони є лише ілюстрацією до того, що *екзогенні та ендегенні процеси - це єдиний комплекс пов'язаних між собою явищ і тільки спільне їх вивчення може допомогти зрозуміти закони розвитку Землі*.

У зв'язку з зазначеним, стає зрозумілим, що розмежування ендегенних і екзогенних процесів - це умовність, прийнята для зручності висвітлення складних явищ геології. Проте вона допустима лише при аналізі певних, окремих питань, але не повинна приховувати від нас основного - органічної єдності всіх процесів, які відбуваються на Землі і в її надрах, єдності, яка складає суть еволюції Землі, суть так званої геологічної форми матерії. Особливо на це слід зважати тепер, коли техногенез проникає практично в усі геосфери планети. Необхідно пам'ятати, що зумовлені людиною зміни в природній системі будь-якого рівня організації речовини, безумовно, призведуть до зміни віками відрегульованих природою процесів, що може спричинити непоправні катастрофи, на межі однієї з яких - *екологічної* - ми зараз стоїмо. Ось чому геологам, екологам і представникам інших професій, які мають безпосередній контакт з природними об'єктами, так необхідно знати закони розвитку Землі, які пізнаються через всебічне вивчення земних процесів, явищ і причин їх виникнення.

## 5 ЕНДОГЕННІ ПРОЦЕСИ ТА РЕЛЬЄФ

*Ендогенні процеси* - це процеси, які зароджуються та проходять в надрах нашої планети і зумовлені енергетичними джерелами внутрішніх геосфер Землі. До них відносяться: *тектонічні рухи земної кори та землетруси, магматизм, метаморфізм і метасоматоз.*

Всі ендогенні процеси тісно взаємопов'язані між собою. Так, тектонічні рухи є однією з головних причин метаморфізму гірських порід. Разом з тим вони призводять до порушення суцільності земної кори, сприяють утворенню зон зниженого тиску, що, в свою чергу, призводить до виникнення осередків розплавленої магми.

Магматичні та метаморфічні процеси супроводжуються виділенням значної кількості термальних газів і різноманітних розчинів, які, циркулюючи по тріщинах, зумовлених тектонічними рухами, призводять до метасоматичних явищ.

Таким чином, як впливає з зазначеного, проявлення одних ендогенних процесів, зумовлює народження і розвиток інших. Саме взаємозв'язок і взаємообумовленість усіх ендогенних процесів лежить в основі саморозвитку нашої планети.

Окрім того, ендогенні процеси відіграли основну роль у формуванні планетарних, мега- і макроформ рельєфу.

### 5.1 Тектонічні рухи і їх роль у формуванні рельєфу

Впродовж геологічної історії земна кора зазнавала складних перетворень в просторі та часі. Породи, які її складають, зминалися в складки, розривалися, насовувалися одна товща на іншу, тощо. В результаті змінювався рельєф земної поверхні, утворювалися гори та глибоководні западини. Всі ці явища виникали під впливом рухів земної кори, або, як прийнято називати, тектонічних рухів.

Тектонічні рухи, спричинені різними за природою силами внутрішніх геосфер Землі, і бувають самими різноманітними, що ускладнює їх класифікацію.

В даний час існує ціла низка класифікацій тектонічних рухів, які відображають їх характер, області поширення та результати проявлення. Найбільш повними і інформативними, на наш погляд, є класифікації В. Хаїна та В. Білоусова.

Залежно від напрямку переміщення гірських порід виділяють вертикальні та горизонтальні тектонічні рухи, за областю їх проявлення - поверхневі (покривні) рухи, пов'язані з процесами в осадовому чохлі;

корові, які проявляються в межах усієї земної кори, та глибинні, зумовлені процесами в верхній мантії. Всі вони, в свою чергу, поділяються на *складчасті, блокові, брилеві* та інші.

Класифікація В. Білоусова базується на виділенні певних видів рухів за масштабами їх проявлення. Згідно з цим положенням усі тектонічні рухи поділяються на внутрішньокорові, які поширюються тільки на окремі частини земної кори, і загальнокорові (глибинні), які призводять до руху всієї кори. В свою чергу, внутрішньокорові рухи поділяються на *складчасті та розривні*, а загальнокорові - на *коливні і розривні*, які спричиняють утворення плікативних (лат. "пліко" -складати) і диз'юнктивних (лат. "диз'юнго" - розділяти) дислокацій різних порядків. Саме ці дві групи дислокацій гірських порід і є основним результатом тектонічних рухів.

***Проявлення тектонічних рухів мало місце впродовж усієї історії геологічного розвитку Землі і не припинялися ні на мить.*** Не залишається нерухомою і земна кора і сьогодні, вона "ворушиться". Одні її ділянки піднімаються, інші опускаються, а треті зазнають горизонтальних переміщень.

*За часом проявлення* розрізняють ***давні тектонічні рухи***, які відбувалися впродовж усієї геологічної історії Землі до початку палеогенового періоду; ***неотектонічні***, час проявлення яких тривав від початку олігоценної епохи палеогену до голоцену, тобто близько 40 млн. років; ***новітні***, або молоді, що мали місце в голоцені, віковий діапазон якого становить 10 тис. років, і ***сучасні***, які відбуваються тепер. Слід зазначити, що теперішній рельєф є результатом проявлення неотектонічних, новітніх і сучасних рухів.

Прикладом *сучасних тектонічних рухів* земної поверхні є околиці міста Поццуолі в Італії на узбережжі Неаполітанської затоки. В ньому знаходяться руїни міського ринку з храмом, збудованим близько 2000 років тому на честь бога Серапіса. Після його спорудження площа разом з храмом почала поступово опускатися і у XIII столітті всі споруди були затоплені морем. У такому стані вони перебували біля трьох століть, після чого місцевість знову почала підніматися і на кінець 1800 року практично всі руїни разом з фундаментом були виведені з під рівня моря. В результаті тривалого перебування під водою мармурові колони храму були пошкоджені каменеточцями до висоти 5,71 м. В подальшому знову розпочалось опускання території і в 1954 р. рівень води становив уже 2,5 м над підлогою храму, тобто швидкість опускання, за даними Г. Горшкова, складала 2,0 см/рік.

Сьогодні інструментальними методами встановлено, що Малий Кавказ піднімається зі швидкістю від 8 до 13,5 мм/рік; складчасті споруди Східних Карпат 1,5-1,7 мм/рік; Скандинавія "росте" зі швидкістю 8-10 мм/рік; в районі Байкальського озера швидкість сучасних вертикальних рухів коливається від 10 до 20 мм/рік. Опускається зараз Чорноморське узбережжя Кавказу, яке занурюється зі швидкістю до 12 мм/рік; узбережжя в районі болгарського міста Бургас - 2 мм/рік; берег Чорного на захід від Одеси – до 4,3 мм/рік.

### Плікративні тектонічні зрушення

Основним вираженням в природі плікативних порушень є складки, під якими слід розуміти будь-які вигини верстви гірських порід без розриву їх суцільності.

Виділяється два основних *типи складок*: *антиклінальні* і *синклінальні*. Ці визначення не змінюються навіть у тих випадках, коли складки виявляються перекинутими. Якщо неможливо визначити покрівлю або підшову верстви, наприклад, у високометаморфізованих породах, для визначення вигину верств застосовують терміни: антиформа, у випадках, коли верстви вигнуті догори, і синформа, якщо вони вигнуті донизу.

За формою замка складки діляться на: *гребенеподібні* - вузькі, гострі антикліналі, розділені широкими пологими синкліналями; *кілеподібні* - вузькі гострі синкліналі, розділені широкими, пологими антикліналями; *скринеподібні* - широкі пологі антикліналі та синкліналі та інші.

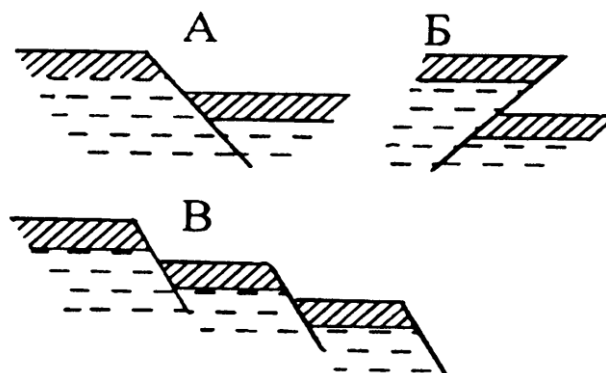


Рис.5.1 - Уступи рельєфу, утворення результатів розривних порушень:

А - скидання; Б - насуву; В - ступінчастого скидання

При поєднанні антиклінальних та синклінальних складок виникають більш складні складчасті форми. Так, коли спостерігається переважання антиклінальних складок і дзеркало складчастості утворює випуклу криву, така структура називається *антиклінорієм* і, навпаки, переважання синклінальних складок і увігнута крива дзеркала складчастості характерні для *синклінорій*.

Морфологічна класифікація складчастості враховує тільки її форму та поєднання складок. Відповідь на питання, як відбувалася деформація гірських порід, дає кінематична класифікація В. Білоусова. Він виділяє складки загального зім'яття, які характеризують загальне горизонтальне здавлювання гірських порід, що спричиняє формування повної складчастості. Брилева складчастість призводить до утворення переривчастих складок, а складчастість нагнітання формує діапирові складки або ядра діапирових куполів, що пов'язане з перетіканням пластичних гірських порід.

*Диз'юнктивними* або *розривними* зрушеннями називаються деформації верств, товщ, пачок гірських порід з порушенням їх суцільності, яка виникає у випадку перевищення межі міцності порід. Як і складки, тектонічні розриви дуже різноманітні за своєю формою, розмірами, величиною зміщення та іншими параметрами. Вони також характеризуються своїми елементами.

Тектонічні порушення, здебільшого, утворюють цілі системи. Так, скиди, розташовуючись паралельно, утворюють східчасту структуру, в якій кожний наступний блок опущений нижче по відношенню до попереднього. В умовах розтягування нерідко утворюються зустрічні скиди і тоді центральна частина структури зазнає опускання. Така структура називається *грабеном* (рис. 5.2 б) У випадку паралельних підкидів центральна частина структури, навпаки, піднята і її називають *горстом* (рис. 5.2 а). Витягнені на сотні і тисячі кілометрів складні системи грабенів, які поєднуються з горстами, називаються *рифтами* (англ. "рифт" -розходження).

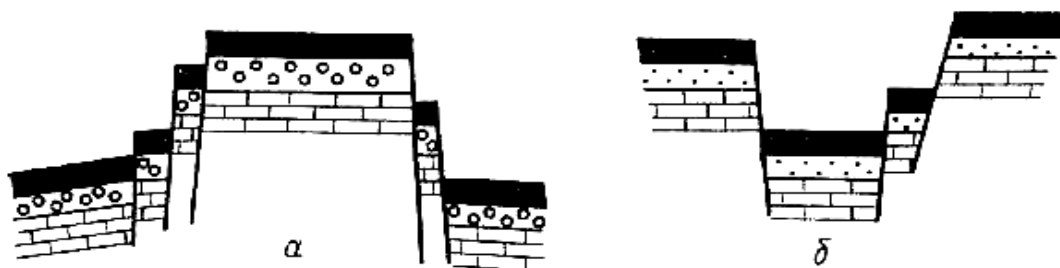


Рис. 5.2 - Горст (а)

і грабен (б)



Тектонічні рухи перешкоджають вирівнюванню рельєфу земної поверхні, постійно сприяючи виникненню різниці гіпсометричних рівнів окремих її ділянок – основи, умови для розвитку екзогенних процесів. У цьому проявляється неподільна діалектична єдність ендегенних та екзогенних процесів. *Прямим наслідком тектонічних рухів є зміна обрисів континентів та океанів, явища трансгресій і регресій морів, тощо.*

Першими, хто спробував науково пояснити рухи та деформації земної кори і магматизм, були М. Ломоносов і Дж. Хаттон, котрі ще у XVIII столітті розробили так звану гіпотезу "кратерів підймання". Вони вважали, що вертикальні рухи земної кори спричиняються підняттям з глибин Землі розплавленої магми, яка підіймаючись випинає над земною поверхнею верстви гірських порід, а також розсуваючи їх, сприяє зсуванню по схилах підняття (звідси і назва гіпотези). При цьому провідна роль відводилась вертикальним рухам земної кори, а формування складчастих дислокацій розглядалось як наслідок, другорядне явище, зумовлене підняттям магми, що призводило до деформації порід.

Проте геологорозвідувальними роботами дуже швидко було доведено, що складчасто-насувні дислокації поширені і в тих регіонах, де магматичні породи відсутні. Пояснити розташування на земній поверхні гірських ланцюгів дало змогу вчення про геосинкліналі, яке виникло в середині XIX століття, і згідно з яким гірські складчасті споруди виникали там, де раніше були заповнені пластичними морськими осадами прогини. Це вчення обґрунтовано підтримало деякі положення контракційної гіпотези, яка майже до початку XX століття лежала в основі всіх тектонічних побудов.

Їїго замінила пульсаційна гіпотеза (лат. пульсатіо - биття), розроблена В. Бухером, М. Усовим і В. Обручевим. В її основі лежить уявлення про те, що об'єм Землі поперемінно збільшується і зменшується, тобто планета пульсує. При розширенні Землі відбувається виникнення розломів в земній корі та прогинів, що супроводжується інтенсивними виверженнями на поверхню базальтової магми.

На початку XX століття в теоретичній геології з'явився новий напрямок, який суттєво змінив погляди на причини і механізми деформацій, що відбуваються в земній корі. Прибічники цього напрямку, який успішно розвивається і сьогодні, припускали можливість значних (на тисячі кілометрів) *горизонтальних переміщень літосферних плит по поверхні мантійного субстрату.*

Завдяки цьому явищу, явищу горизонтального переміщення окремих частин земної кори по поверхні мантії, цей напрямок дістав назву **мобілізм** (лат. "мобіліс" - рухомий, той що рухається). Всі попередні

гіпотези, які земну кору та мантію розглядали як єдине ціле, вважали неможливим відрив кори від мантії та стояли на позиціях фіксованого положення континентів відносно мантії,

Наприкінці 30-х років минулого століття В. Білоусовим була розроблена тектонічна *концепція глибинної диференціації речовини*, яка нагадувала відроджену на значно вищому рівні розвитку науки гіпотезу піднятої. В ній також основна роль належить *вертикальним тектонічним рухам, спричиненим підніманням з надр Землі магматичних мас*. Основним джерелом ендегенної енергії при цьому В. Білоусов вважав природний розпад радіоактивних елементів, які містяться в породах кори та мантії. Саме цей процес, на його думку, сприяв розігріву мантійної речовини і її глибинної диференціації та рухливості.

Встановлення в 50-тих роках минулого століття кардинальних відмінностей будови та складу кори континентального і океанічного типів, стали основною причиною повернення теоретичної геології до ідей мобілізму

Останні базувалися на численних зроблених на цей час відкриттях в галузі геології і, зокрема, геофізики. Серед них слід відзначити: 1) науково обґрунтоване підтвердження існування астеносфери; 2) відкриття планетарної системи серединно-океанічних хребтів і з'ясування їх будови; 3) обґрунтовані докази відмінностей океанічної і континентальної кори за складом, будовою та потужностями, що раніше лише припускалося А. Вегенером; 4) встановлення закономірного зменшення потужностей осадового шару в океанах у напрямку від континентів до серединно-океанічних хребтів; 5) відкриття смугастих магнітних аномалій в океанах; 6) відкриття явища інверсії (змін полярності) магнітного поля Землі впродовж останніх чотирьох мільйонів років.

У результаті аналізу та узагальнення всіх цих відкриттів американські вчені Г. Хесс і Р. Дітц у 1961-1962 роках розробили гіпотезу утворення океанів шляхом розсування континентів внаслідок розвитку рифтів, які приурочені до осьових частин середньо-океанічних хребтів.

Суттєвим внеском у розвиток концепції мобілізму стали результати, отримані при вивченні землетрусів. Було встановлено, що їх осередки зосереджені в межах рифтових зон серединних хребтів, островодужних і материкових схилів глибоководних жолобів на периферії океанів.

У 1962 році сформульована нова тектонічна гіпотеза, яка одержала назву "тектоніка літосферних плит", або "нова глобальна тектоніка".

## *Рельєфоутворювальна роль тектонічних рухів і зрушень*

Без перебільшення можна сказати, що вигляд будови земної поверхні в усі геологічні епохи був підпорядкований характеру проявлення вертикальних і горизонтальних тектонічних рухів. Саме під впливом вертикальних тектонічних рухів створені майже всі великі нерівності земної поверхні — від материкових виступів, океанічних западин до окремих знижень річкових долин.

Вертикальні тектонічні рухи найвищого порядку, які охоплюють значні площі земної кори, були першопричиною формування планетарних і мегаформ рельєфу.

Вертикальні рухи нижчого порядку, які відбувалися в межах планетарних форм, призводили до утворення макро- і мезорельєфу, а рухи ще нижчого порядку визначали характер будови мікроформ морфоструктурного рельєфу.

Як приклад можна навести Східноєвропейську рівнину, яка належить до мегаформ і є результатом повільного опускання її території впродовж всього фанерозою. На території України геоморфологічними елементами цієї рівнини є Придніпровська височина і Придніпровська низовина. Перша сформувалася внаслідок тривалого піднімання території Українського щита, а друга - під впливом тривалого опускання розташованої на схід від щита Руської плити. Східніше від Придніпровської низовини знаходиться Середньоруська височина, яка є результатом піднімання Воронежської антеклізи.

Горизонтальні рухи сприяють переміщенню рівновеликих літосферних плит. Внаслідок розсування таких плит в кайнозойську еру сформувалися Атлантичний та Індійський океани. За таких причин утворилося озеро Байкал і Червоне море, а при зіткненні плит утворюються крайові материкові гірські країни, окраїнні моря, глибоководні жолоба, острівні дуги тощо. Як приклад можна навести східне узбережжя Євразії з гірською системою Сіхоте-Аліня, Охотсько-Чукотського хребта, Охотського, Японського, Жовтого та інших окраїнних морів, Курильських, Філіппінських та інших островів, Маріанським глибоководним жолобом тощо.

Відображенням специфіки проявлення тектонічних рухів, як це зазначалось вище, є тектонічні плікативні порушення, виражені через антикліналі, синкліналі, антеклізи та синеклізи.

Незначні за розмірами і прості за будовою складки відображаються у рельєфі як невисокі компактні хребти, а більші та складніші за внутрішньою будовою складчасті споруди, такі як антиклінорії та

синклінорії, представлені в рельєфі великими гірськими хребтами і зниженнями, що їх розділяють.

Диз'юнктивні (розривні) порушення також безпосередньо або опосередковано проявляються у рельєфі. Скиди або насиви зазвичай утворюють уступи, висота яких може характеризувати амплітуду вертикального зміщення. У випадку наявності серії скидів або насувів, якщо блоки зміщені в одному напрямі, може сформуватися ступінчатий рельєф, а якщо блоки зміщені в різних напрямках, виникають горсти, які у рельєфі виражаються як височини, грабени, що успадаються западинами, або утворюється складний гірський рельєф .

Прикладом горста - височини є Український щит, геоморфологічним аналогом якого є Придніпровська височина, а грабена - западини Дніпровсько-Донецьку западину.

Зони тектонічних розломів складені роздробленими гірськими породами, які легко піддаються водній ерозії, карстуванню та впливу інших екзогенних процесів і зазвичай стають місцями закладення та розвитку річкових долин та інших лінійних ерозійних мікроформ рельєфу і, як наслідок, долини всіх великих рік приурочені до зон глибинних розломів.

Прикладом таких рік можуть бути Дніпро, долина якого контролює серію розломів, що розмежовують Український щит і Дніпрово-Донецьку западину, Південний Буг, більша частина долини якого приурочена до розломів північно-західного простягання, які обмежують Український щит з південного заходу, Інгулець, який протікає в зоні Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому та інші.

### ***Запитання для самоконтролю***

1. Що слід розуміти під тектонічними рухами ?
2. Що таке плікативні і диз'юнктивні порушення гірських порід?
3. Наведіть морфологічну класифікацію складок.
4. Охарактеризуйте класифікацію розривних порушень.
5. Що таке неотектоніка ?
6. Де на поверхні земної кори сьогодні відбуваються вертикальні рухи ?
8. Що таке зона субдукції ?
9. Яку роль відіграють тектонічні рухи у процесі формування рельєфу земної поверхні ?

## 5.2 Землетруси як чинник ендегенного рельєфоутворення

### *Загальні відомості про землетруси*

Щорічно на земній кулі реєструється понад 100 000 землетрусів. Будь-який землетрус - це тектонічні деформації земної кори або мантиї, які відбуваються внаслідок того, що напруга, яка накопичилася в надрах Землі, в певний момент перевищила міцність гірських порід у певному місці. Розрядка цієї напруги і породжує сейсмічні коливання у вигляді хвиль, які досягнувши земної поверхні, спричиняють руйнування. *Першопрчиною*, яка викликає розрядку напруги, можуть бути незначні на перший погляд явища, що відбуваються на земній поверхні. Наприклад, наповнення водосховища, швидка зміна атмосферного тиску, океанські припливи, тощо. Найпоширенішими є землетруси спричинені **тектонічними, вулканічними або денудаційними процесами**.

*Вулканічні землетруси* виникають у результаті глибинних вибухів газів, які виділяються з магми, гідравлічних ударів магми при переміщенні її по каналах складної форми і, безпосередньо, при виверженні вулканів.

*Денудаційні, або обвальні, землетруси* характеризуються меншим поширенням у порівнянні з вулканічними. Вони спричиняються обвалами значних мас гірських порід, провалами підземних порожнин, гігантськими осувами.

*Тектонічні землетруси* є найпоширенішими і характеризуються найбільшою силою. Вони складають біля 95% всіх землетрусів, які відбуваються на земній поверхні. Згідно з сучасними уявленнями тектонічні землетруси пов'язані з миттєвим розвантаженням накопичених протягом тривалого часу в надрах Землі механічних напруг, які виникають при взаємному переміщенні окремих блоків літосфери.

Центр виникнення землетрусу називається його фокусом або **гіпоцентром**. Розрахунки параметрів гіпоцентру реальних землетрусів показують, що в першому наближенні осередок землетрусу являє собою сферу, радіус якої може вимірюватися десятками кілометрів.

Проекція гіпоцентру на поверхню Землі називається **епіцентром** землетрусу, а точка найбільшого віддалення від осередку - антиепіцентром. Максимальної руйнівної сили землетрус досягає в епіцентрі, а в міру віддалення від останнього, його сила поступово зменшується.

Характер сили землетрусів на картах відображають за допомогою ліній, які з'єднують точки (пункти на місцевості) однакової інтенсивності сили землетрусу. Такі лінії називаються **ізосейстами**. Ізосейста з максимальним значенням сили землетрусу на поверхні землі оконтурює

певну ділянку останньої, яка називається *плейстосейстовою областю* і є, в своєму роді, проекцією осередку землетрусу на денну поверхню. Відповідно, інтенсивність землетрусу зменшується в сторони від плейстосейстової області, проте, це зменшення залежить від *багатьох факторів*, серед яких провідне місце належить формі та глибині осередку, геологічній структурі, складу та ступеню метаморфізму гірських порід, рівню залягання ґрунтових вод тощо.

У зв'язку з цим ізосейсти на поверхні мають найрізноманітніші обриси, а не утворюють правильних кіл.

Для характеристики землетрусів користуються відомостями про їх *силу, енергію та магнітуду*.

*Під силою або інтенсивністю* землетрусу розуміється зовнішній ефект, тобто його проявлення на земній поверхні. Силу землетрусу вимірюють величиною прискорення руху частин земної поверхні під дією поштовху останнього. Для її визначення існують розроблені різними сейсмологами "шкали інтенсивності землетрусів", в основі яких лежать результати безпосередніх спостережень, спричинених землетрусами руйнувань. Найчастіше в країнах СНГ та в Україні застосовують 12-бальну шкалу визначення сили землетрусу.

Ступінь руйнування під час землетрусу на поверхні Землі залежить від глибини його осередку (чим більше глибина, тим менші коливання земної поверхні) та сили поштовху в ньому, а площа дії землетрусу прямо пропорційно залежить як від глибини осередку, так і від сили поштовху

Для реєстрації землетрусів використовують прилади, які називаються сейсмографами. Перший сеймоскоп (так називалися перші прилади для фіксування землетрусів) сконструйований китайським вченим Чжан Хеном у 132 році нашої ери.

Це була китайська ваза з чотирма головами драконів, орієнтованими відповідно до сторін світу. У пащах драконів знаходилась металеві кульки, з'єднані з вертикальним маятником. При поштовхах одна з кульок падала в рот жабки, яка стояла навпроти голови дракона. Таким чином визначали напрямок підземного поштовху. Сучасні сейсмографи являють собою складні електронні прилади, а запис сейсмічних коливань здійснюється на магнітній стрічці - сейсмограмі.

Результати визначення глибини осередків свідчить, що 80% землетрусів виникає в корі на глибині 8-10 км, а 20% - характеризуються ще глибшим зародженням.

За глибиною закладення землетруси поділяються на:

- поверхневі, або мілкофокусні, глибина осередків яких до 60 км,
- проміжні - від 60 до 150 км

- глибокофокусні - більше 150 км.

Максимальна глибина осередків складає 620-720 км, тобто близька до межі верхньої та нижньої мантії.

Як зазначалося вище, землетруси характеризуються також певною енергією. *Енергія землетрусів* - це величина потенційної енергії, яка звільнюється у вигляді кінетичної після розвантаження напруги в осередку і, досягнувши поверхні Землі, спричиняє її коливання. Енергія землетрусів обчислюється в Джоулях.

Відносна кількість енергії, яка виділяється в осередках землетрусів, оцінюється за шкалою магнітуд.

*Магнітуда* - це безрозмірна величина, яка являє собою логарифм відношення максимального зміщення часточок породи (в мікронах) при конкретному землетрусі до деякого еталонного дуже незначного зміщення породи.

Ця величина була запропонована в 1935р. американським геофізиком Ч.Ріхтером. Розроблена ним шкала магнітуд широко застосовується в сейсмології і охоплює діапазон від 0 до 8,8 при самих сильних катастрофічних землетрусах.

Найсильніші землетруси характеризуються магнітудою від 6 до 8,8. Магнітуда 6 відповідає 6-9 балам, 7 - (8-10) балам, 8 - (10-12) балам 12-ти бальної шкали. Очевидним є те, що оцінка сили землетрусів по магнітуді за шкалою Ріхтера є більш об'єктивною в порівнянні з бальною сейсмічною шкалою, тому що ступінь руйнування будівель, як основний критерій цієї шкали, залежить не лише від кількості вивільненої енергії, але й від цілої низки інших факторів, таких як глибина залягання осередку землетрусу, стійкість гірських порід, їх водонасиченість, інженерних характеристик будівель.

Враховуючи, що молоді сейсмогенні розломи супроводжуються великою кількістю "зачіпок", вони являють собою значну сейсмічну небезпеку в порівнянні з розломами, в яких "зачіпки" зрізані і переважають "гладкі" поверхні.

Протягом багатьох років вивчення землетрусів було встановлено, що на материках вони приурочені, здебільшого, до зон новітнього гороутворення. *Основними сейсмічними поясами* є Тихоокеанський та Альпійсько-Гімалайський. Перший облямовує Тихий океан, з виступами на схід в районі Карибського моря та Антильської луги, а також на півдні, в районі моря Скопа та Південно-Сандвічевої дуги. Альпійсько-гімалайський пояс тягнеться від західного Середземномор'я до Східної Азії, де зливається з Тихоокеанським. Саме в межах цих поясів

відбувалися всі руйнівні землетруси, основна частина з яких пов'язана з напругами стиснення, а інша - з рухами по зсувах.

У Тихоокеанському поясі найактивнішими в сейсмічному відношенні є зони надглибоких розломів, які починаються від осей глибоководних жолобів периферії океану і нахилені в сторону острівних дуг на заході, та у бік Центральної і Південної Америки на сході. Ці розломи добре простежуються по приурочених до них осередках землетрусів.

Окрім периферії Тихого океану надглибокі сейсмофокальні зони добре проявлені також у Індійському океані. Така зона облямовує Малайський архіпелаг, виходячи на поверхню дна в Зондському жолобі. Глибина її залягання перевищує 600 км

В Афро-Євразійському поясі переважають дрібнофокусні землетруси, а глибокофокусні практично відсутні. Землетруси з осередками проміжної глибини мають місце в районі Калабрії (південна частина Апенінського півострова) та на острові Крит. Тут сейсмофокальні зони приурочені до вигнутих на південь острівних дуг, у тилівій частині яких спостерігаються інтенсивні прояви вулканізму. Східніше сейсмофокальні зони простежуються вздовж північного, Макранського, узбережжя Аравійського моря, хребта Західний Гіндукуш та Гімалаїв.

Незначні за простяганням глибинні зони подібного типу встановлені в районі Гібралтарської дуги, в Тірренському морі, в районі Вранча на крутому згині Карпат у Румунії, в південній частині Кавказу, а також південніше Кримського півострова.

Окрім охарактеризованих двох основних сейсмічних поясів планети, розташованих по периферії континентів, в океанах виділяються значні за простяганням сейсмогенні пояси, приурочені до осьових зон серединно-океанічних хребтів.

Землетруси тут відбуваються дуже часто, але вони характеризуються слабою інтенсивністю, і їх осередки знаходяться на глибині не більше 10 км. За механізмом виникнення це здебільшого сейсми розтягування, але по окремих трансформних розломах, які з'єднують рифтові зони, відбуваються також і зсувні зміщенені напругами розтягування пов'язана також сейсмічність континентальних рифтових систем, таких, наприклад, як Байкальська, Східно-Африканська, Північно-Американська, Східно-Китайська та інші. Певна кількість землетрусів відбувається і поза головним поясом сейсмічності, зокрема в межах пасивних окраїн континентів вздовж поперечних і поздовжніх розломів.

Особливим різновидом землетрусів є підводні землетруси, або як їх ще називають - *моретруси*. Вони виникають під морським та океанічним



дном, а на поверхні проявляються у вигляді велетенських хвиль, які називаються *цунамі*. Такі хвилі виникають при швидкому опусканні дна, спричиненому зміщенням блоків. При цьому в епіцентрі моретрясіння виникає хвиля, спрямована догори, яка і призводить до підняття рівня води. На поверхні акваторії така хвиля перетворюється на хвилю цунамі, яка концентрично поширюється від епіцентру з швидкістю до 800 км/год.

В океані висота хвиль цунамі не перевищує 2 м, що при значній довжині хвилі (100-300 км) робить її практично непомітною. Проте на мілководді, при наближенні до берега, хвиля пригальмовується, виростає до висоти 30-40 м, набуває різко асиметричної форми та обрушується на берег. При цьому руйнівна сила хвилі пропорційна її швидкості.

Однією з найважливіших задач при вивченні землетрусів є сейсмічне районування територій та прогнозування самого явища, правильного вирішення цієї задачі залежать величина капіталовкладення в сейсмостійке будівництво. Ілюстрацією до цього може бути той факт, що підвищення на один бал можливої сейсмічної небезпеки веде до збільшення витрат на будівництво всіх об'єктів на декілька порядків.

*Сейсмічне районування територій* - це дуже трудомістка та відповідальна робота, яка базується на аналізі численних факторів, таких як: зв'язок землетрусів з глибинною будовою земної кори, геофізичними полями, тектонічними явищами, геоморфологічними та геологічними особливостями району, типами гірських порід, їх складом та фізико-механічними параметрами, розривними порушеннями, тріщинуватістю та багатьма іншими параметрами, включаючи властивості ґрунтів, рівень підземних вод, палеосейсмодислокації, тощо. Результати таких аналізів повинні дати відповідь на одне питання - якої сили землетрус можна очікувати в конкретному місці.

Залежно від бальності можливих землетрусів фахівцями розроблені спеціальні норми, додержання яких є обов'язковим при плануванні та проектуванні будь-яких споруд. До таких норм належать: обмеженість поверхів будинків, посилення фундаментів, обладнання споруд антисейсмічними поясами, неприпустимість спорудження додаткових нависаючих деталей, полегшені покрівлі, широке використання залізобетону, тощо.

Слід також зазначити, що в сейсмічно небезпечних районах допускається лише обмежена проходка підземних гірничих виробок з обов'язковим закріпленням стінок і покрівлі, незалежно від міцності порід, а відкриті гірничі виробки (кар'єри) рекомендується проектувати з пологими бортами і незначної глибини. Досвід показує, що об'єкти,

побудовані з дотриманням цих норм, при землетрусах або залишаються цілими, або отримують незначні пошкодження.

Разом з тим, не дивлячись на всі міри застороги, актуальною завжди залишається задача *прогнозування, передбачення* часу землетрусу, її вирішення можливе лише шляхом аналізу різних провісників землетрусів.

Сейсмологічним провісником зародження землетрусів, насамперед, є збільшення кількості слабких коливань земної кори, які можна трактувати як форшоки (*англ. "фор" - перед і "шок" -удар, поштовх*) великого землетрусу. Реєстрація таких форшоків дає можливість попередити населення і запобігти значним людським жертвам.

До провісників відносяться такі геофізичні ознаки як зменшення електричного опору порід, коливання модуля магнітного поля і-а різноманітні електромагнітні явища в атмосфері.

Четверта група провісників може бути виділена як гідрогеологіч-но-гідрохімічна. До неї зокрема відносяться: зміни рівня ґрунтових вод у свердловинах і колодязях (спочатку рівень понижується, а згодом різко підвищується); зміни температури води, значне підвищення у воді вмісту радону, вуглекислого газу, парів ртуті.

До провісників землетрусів можна віднести також аномальну поведінку тварин напередодні явища. Проте для успішного прогнозування землетрусу не слід покладатися на одну яку-небудь групу провісників, а необхідно аналізувати їх у комплексі з залученням побічних ознак.

Останнім часом з'явився новий генетичний вид землетрусів - землетруси, спричинені інженерною діяльністю людини, або так звані *техногенні землетруси*. Вперше такий землетрус силою у 7 балів був зафіксований вченими в 1975 р. в Каліфорнії, де на сім років раніше була споруджена гребля висотою 235 м та виникло водосховище. Тобто, в даному випадку локальне накопичення великої маси води на поверхні Землі спричинило зміни в надрах.

Певну "провокуючу" дію на сейсмічність надр може спричинити також розробка нафтових та газових родовищ. Механізм спровокованих землетрусів ще остаточно не з'ясований. Вважають, що вони є наслідком збільшення водонасиченості надр, а це призводить до послаблення зв'язків між частками гірських порід і тим самим знижує їх здатність опиратися крихкому руйнуванню при сейсмічних поштовхах. Такий механізм розглядається як один з перспективних методів послаблення наслідків землетрусів за допомогою зняття напруги дрібними сейсмічними поштовхами, подаючи воду в спеціально пробурені свердловини.

## ***Рельєфоутворювальна роль землетрусів***

Геоморфологічна роль землетрусів виражається в утворенні тріщин, вертикальному та горизонтальному зміщенні блоків земної кори і, в окремих випадках, у складчастих деформаціях гірських порід.

Зазвичай при проявленні землетрусу на земній поверхні утворюються численні тріщини. Деякі з них простягаються на сотні метрів і навіть кілометри, перетинаючи *нагорби та долини*. По таких розривах відбувається вертикальне зміщення окремих блоків земної кори з амплітудами до перших метрів, що є *причиною утворення уступів*. Як приклад можна навести землетрус в Киргизії, який відбувся у 1885 р. (Біловодський), що спричинив утворення уступів висотою до 2,5 м.

При землетрусі в Португалії (1775 р.), внаслідок виникнення низхідних вертикальних рухів земної поверхні набережна м. Лісабона раптово опустилася під воду, а на її місці глибина затоки сягнула 200 м. Підчас землетрусу в Японії у 1923 р. одна частина затоки Сагама, яка знаходиться на південь від м. Токіо, площею понад 150 км<sup>2</sup>, швидко піднялася на 200-250 м, а інша опустилася на 150-200 м.

Нерідко в результаті проявлення землетрусів утворюються грабеноподібні структури, які в рельєфі виражаються у вигляді *від'ємних форм*. Наприклад, підчас Гобі-Алтайського землетрусу (1957 р.) в зоні епіцентру сформувався грабен шириною 800 м, протяжністю 2,7 км, а вертикальна амплітуда переміщення окремих блоків гірських порід сягала 4 м. *Уступ*, який при цьому утворився, простягнувся більше ніж на 500 км, а ширина відкритих тріщин сягала від 20 до 60 м. У результаті землетрусу в Прибайкаллі (1862 р.) значна ділянка Кударинського степу, який знаходиться в північно-східній частині дельти р.Селенги, площею 260 км<sup>2</sup> опустилася і на її місці *утворилася затока* Провал глибиною до 8 м.

При землетрусах можуть також виникати і позитивні форми рельєфу. Наприклад, підчас землетрусу на півночі Мексики (1887 р.) поміж двома скидами *утворилися горби* висотою до 7 м, а внаслідок проявлення Ассамського землетрусу в Індії, в морі виникла низка островів, довжина одного з яких сягала 150 м при ширині 25 м.

В окремих випадках при землетрусах по тріщинах піднімаються підземні води, які виносять на поверхню пісок і глину, що призводить до утворення невеликих *наситних конусів* висотою 1-1,5 м, які нагадують *грязьові вулкани*. Коливання земної поверхні, зумовлене проявленням землетрусу, може спричинити складчастоподібні деформації прошарків гірських порід, що відображається в хвилеподібній будові рельєфу. Як приклад можна навести землетрус в Японії (1891 р.), коли на земній

поверхні утворилися хвилі висотою до 30м і довжиною від 3 до 10 м.

Важлива рельєфоутворювальна роль належить також процесам, спричиненим землетрусами. Зазвичай підземні поштовхи активізують гравітаційні процеси і, як наслідок, на крутих схилах гір, берегах рік та морів виникають обрушення, осипи, осуви тощо.

Наприклад, під час Хаїтського землетрусу в Таджикистані (1949 р.) на гірських схилах Паміру відбулися потужні осипи і осуви, які поховали під уламками гірських порід поселення хат, а потужність колювільних відкладів сягала десятків метрів. Грандіозне обрушення значної маси порід відбулося на Памірі у 1911 р. призвело до загородження долини ріки Мургаб і утворення греблі шириною більше 5 км і висотою 600 м. Припускається, що за аналогічним сценарієм утворилася гребля на річці Баксан на Кавказі.

При землетрусах весь елювіальний матеріал, який покриває схили гір починає, рухатися в сторону підніжжя, де накопичується у вигляді своєрідних осипних шлейфів. Під час проявлення Алма-Атинського землетрусу (1911 р.) осувні тіла в підніжжі гірських схилів покрили площу більше 400 км<sup>2</sup>.

Зсуви, обрушення, переміщення блоків земної кори: по розломах зумовлюють зміни в гідромережі: утворюють озера, засипають старі джерела і розкривають нові, змінюють русла рік та струмків.

### ***Запитання для самоконтролю***

1. Що собою являють землетруси ?
2. Охарактеризуйте можливі механізми виникнення землетрусів.
3. Охарактеризуйте 12-ти бальну шкалу землетрусів.
4. Що таке цунамі і як вони виникають.
5. За якими ознаками можна прогнозувати виникнення землетрусів?
- 6 Розкрийте роль землетрусів у формуванні рельєфу.

### **5.3 Магматизм і рельєфоутворення**

Магматизм (від *грец. магма* - тісто) проявляється в переміщенні з глибинних надр Землі в її верхні горизонти або на поверхню високотемпературної тістоподібної маси (частіше силікатної, хоча може бути сульфідна, тощо). При цьому розрізняють магматизм:

- інтрузивний;
- ефузивний.

Процеси, які пов'язані з впровадженням магми в земну кору мають назву інтрузивного (глибинного) магматизму, а з виливом лави - ефузивного магматизму або вулканізму.

Протягом усієї геологічної історії в надрах Землі, на глибині від 50 до 300 км за рахунок високої температури відбувається плавлення гірських порід з утворенням магматичних осередків. Припускають, що головним джерелом внутрішнього тепла Землі є радіоактивність.

Для плавлення порід необхідний певний простір, оскільки при цьому їх об'єм збільшується приблизно на 10% порівняно з об'ємом у твердому стані. Збільшена в об'ємі а, отже, більш легка магма вижимается вгору по тріщинах і проривається в ослаблені зони земної кори. На значних глибинах вона може твердіти повільно, а поблизу поверхні або на поверхні Землі - швидко (після прориву лави назовні у вигляді вулканічних вивержень).

### ***Інтрузивний магматизм***

***Інтрузивний магматизм*** - це процес впровадження магми в земну кору і магматичні тіла, які утворюються в земній корі в результаті впровадження магми. Велика частина магми (90% і більше) не виливається на поверхню у вигляді вулканічного матеріалу, а твердіє під землею. Утворені таким чином на великих глибинах тіла (гірські породи зі значними, видимими неозброєним оком кристалами) називають *інтрузіями*.

Розрізняють основні типи інтрузій. Найбільш значними глибинними масивами є ***батоліти***. ***Батоліти*** - крупні магматичні тіла різної форми, які залягають на великих глибинах в платформних складчастих областях земної кори. Площа їх поверхні перевищує десятки і сотні квадратних кілометрів. Подібні, але менші за розміром тіла, називають ***штоками***.

Батоліти і штоки майже цілком складені грубозернистими, багатими кремнеземом породами, що утворюють так звану групу *гранітоїдів* (звичайно їх називають гранітами або гранітним пластом). Гранітами складено багато масивів і навіть хребти, причому досить великих розмірів. Граніти широко розповсюджені в межах Українського кристалічного щита. Вони мають велику міцність, температуростійкість, довговічність, що й обумовило їх широке застосування в будівництві.

***Малоглибинний магматизм***. Утворення інтрузій відбувається також і на порівняно малих глибинах. При цьому утворюються гірські породи з прихованокристалічною структурою. Форма таких неглибоких інтрузій пристосовується до структури оточуючих порід, в які

впроваджується магма. Головними з них є *лаколіти* (плоске дно і куполоподібна вигнута покрівля), *жили і дайки*. *Дайки* - пластоподібні магматичні тіла, які формуються при заповненні тріщин.

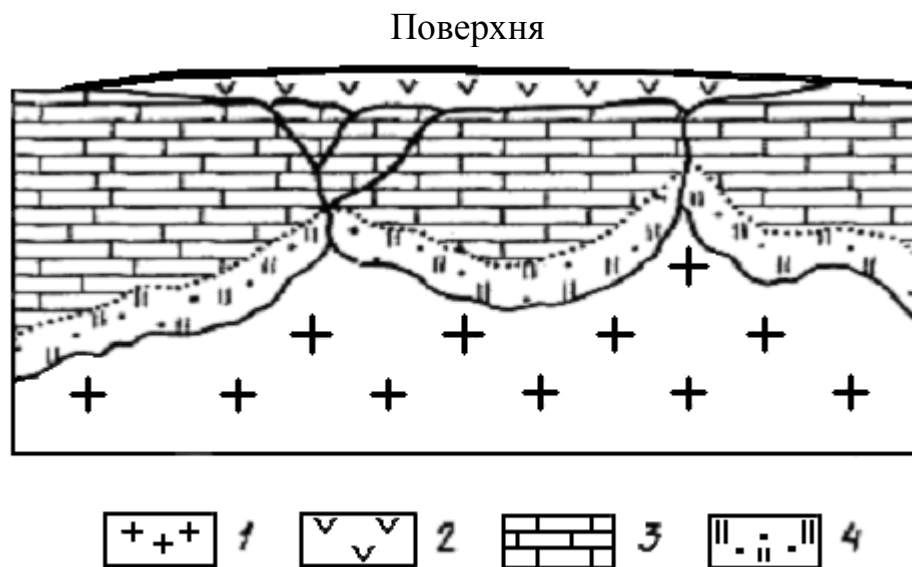


Рис. 5.3 - Схема внедріння магми в земну кору та вилив її на земну поверхню

**Вулканізм** є зовнішньою, так званою, ефузивною формою прояву магматизму.

**Вулканом** називається геологічне утворення, яке має конусо- або куполоподібний вид підвищень і складене продуктами виверження магми на поверхню земної кори. Питання про походження магми не зовсім з'ясовано. Очевидно, вона утворюється в результаті плавлення найбільш легкоплавких компонентів внутрішньої речовини Землі - силікатів.

**Магма** є рухомою, має меншу щільність порівняно з оточуючою твердою речовиною земних надр. Магма піднімається нагору по тріщинах, заповнюючи їх, а також великі за розмірами об'єми. Тільки найбільш рухома її частина на деяких ділянках досягає поверхні, в результаті чого утворюється вулкан.

Наближаючись до поверхні, *магма втрачає розчинені в ній гази і перетворюється на лаву*. Її застигли потоки утворюють *конуси вулканів*. Канал, по якому підіймається магма, називається **жерлом** вулкана. Жерло закінчується **кратером** (рис. 5.4).

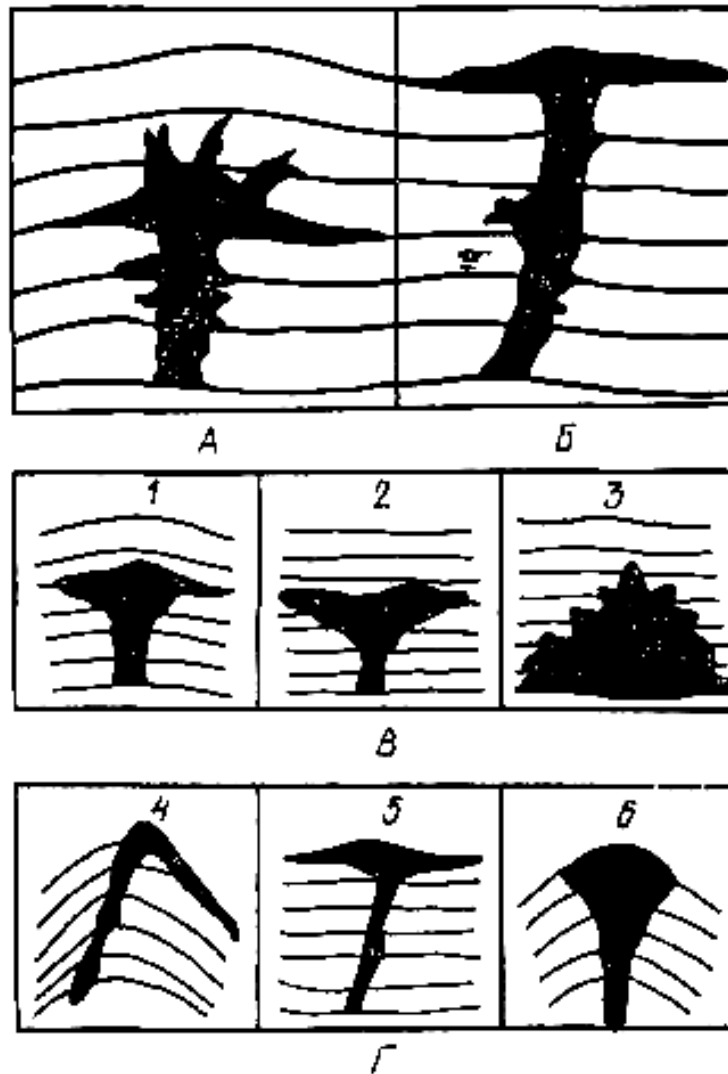


Рис. 5.4 - Схема утворення і форми залягання глибинних та виливних магматичних горських порід:  
*A і B — інтрузивні; Б і Г — ефузивні;*  
*1 — лаколiт; 2 — лополiт; 3 — батолiт;*  
*4 — потiк; 5 — покрив; 6 — купол*

Дегазація магми є причиною численних вулканічних вибухів, що викидають *пари і гази, попіл і згустки лави - бомби*. Якщо лава в'язка, то вона може не дійти до поверхні і застигнути в каналі. Наступне виверження такого вулкана буде надзвичайно сильним, тому що під корком, що утворився, накопичуються гази, які виділяються з магми. Згодом ці гази вириваються на поверхню. У складі продуктів виверження такого вулкана будуть переважати гази і попіл, а вулканічні бомби і в'язка

лава можуть з'являтися лише на завершальному етапі виверження. Прикладом виверження такого типу є вулкани Кракатау і Мон-Пеле.

Великий інтерес має опис процесів виверження названих вулканів.

20 травня 1883 р. з німецького судна, що йшло Зондською протокою (між островами Ява і Суматра), побачили величезну хмару, що здіймалась з групи островів Кракатау. Були відзначені: величезна висота хмари (близько 10-11 км) і часті (кожні 10-15 хв.) вибухи, що супроводжувались викидом попелу на висоту 2-3 км. Ці острови були незаселені, тому нам відомий лише опис зовнішніх спостережень.

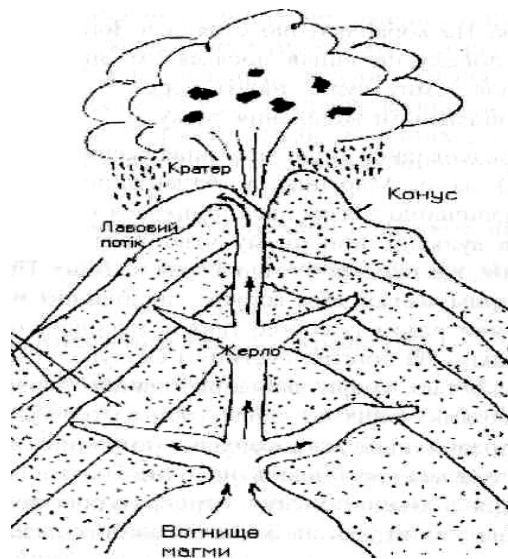


Рис. 5.5 - Будова центрально-кратерного вулкану

Після травневого виверження активність вулкану дещо стихла і лише в середині липня відбулось нове потужне виверження. Проте головна катастрофа розігралась 26 серпня і продовжувалась три дні. Серією гігантських вибухів був зруйнований острів Ріката - в повітря була викинута частина острова розміром близько 25 км<sup>2</sup>. На його місці утворилось провалля шириною 6 км і глибиною понад 250 м. Крім того, тонкий вулканічний попіл піднявся на десятки кілометрів угору, в стратосферу. За два тижні попіл рознісся по всій земній кулі і завдав надзвичайного забарвлення сходу і заходу Сонця. Величезна морська хвиля висотою 40 м - цунамі - цілком зруйнувала поселення і дороги на островах Ява, Суматра й інших. Загальна кількість жертв досягла 40 тис. чоловік. На кораблях, що стояли в Зондській протоці, товщина шару, випавшого попелу, досягла 1 м. Звукова хвиля декілька разів обійшла



земну кулю, навіть через 9 днів барометри продовжували відзначати коливання тиску.



Рис. 5.6 - Лавовий обеліск вулкана Мон-Пеле

Інакше розвивалися події при виверженні вулкана Мон-Пеле (Лиса гора) на о. Мартініка в Атлантичному океані. Навесні 1902 р. надзвичайно в'язка лава піднялася в кратері «заснулого» на 50 років вулкану, при цьому утворився куполоподібний масивний корок, що перекрив отвір жерла вулкану. Перегріта водяна пара, яка стримувалася цим корком, періодично виривалася з-під нього, тягнучи разом із собою гарячі, насичені попелом хмари, що мали більшу за повітря густину і скочувались вниз по схилу. На Мон-Пеле такі хмари звичайно швидко переміщались у західному напрямку вниз по схилу гори в долину, де не було поселень. 8 травня відбувся особливо потужний вибух і палюча хмара направилась на південь на Сень-Пьер - місто з 28 тис. жителів. Гаряча хмара попелу з температурою понад 600°C пронеслась як вогняний ураган. За одну хвилину загинули всі жителі (крім одного, що знаходився у підземній

в'язниці), місто було спалене, вода в гавані закипіла, а кораблі були перекинуті або спалені. У жовтні 1902 р. корок з вулкану був викинутий і розпався на шматки, але з тріщини у верховій частині гори стала підійматись потужна скеля висотою понад 300 м. Потім верхня її частина відкололась по косій тріщині, залишилася своєрідна голка висотою близько 270 м, що протягом року розпалась на окремі шматки.

Всього на Землі відомо 625 діючих (з них 78 підводних) та до 4000 згаслих вулканів. Виверження підводних вулканів іноді призводить до утворення нових островів. Геологічні дослідження островів показують, що багато з них мають вулканічне походження. Наприклад, ланцюжок Гавайських островів являє собою систему конусів висотою 9,0 - 9,5 км відносно дна Тихого океану, тобто вони є вищими за Еверест!

Про масштаби вулканічних вивержень у морях і океанах свідчать гайоти (плосковершинні гори, нижчі за рівень океану), коралові рифи і своєрідні кальцієві лагуни - атоли. Дуже часто гайоти, що мають висоту 2-3 км, є основою колоніальних коралів, які утворюють коралові рифи. Згідно останніх даних лише в Тихому океані число островів і гайотів вулканічного походження перевищує 10 тис.

За характером вивержень всі вулкани поділяють на типи:

- тріщинні вулкани (Ісландія, в минулому Якутія, Вірменія, Індія та ін.);
- вулкани центрального типу (о. Кракатау).

Вони можуть приймати форму лавових, шлакових або складних конусів; можуть бути *діючими, сплячими і згаслими*.

## **Продукти вулканічних вивержень**

*Продукти вулканічних вивержень* розрізняють: *газоподібні, тверді і рідкі*. Газоподібні продукти вулканізму складаються із парів води, водню, хлору, сірки, азоту, вуглецю, кисню, вуглекислого газу, метану, хлористого водню, сірководню, сірчаного газу, аміаку тощо.

*Тверді продукти* вулканізму викидаються в першу стадію виверження, в результаті вибуху: вулканічний попіл, вулканічний пісок, вулканічні бомби тощо.

*Рідкі продукти* вулканізму представлені лавою, яка є магматичним розплавом, який в значній мірі звільнився від летучих речовин, в процесі підйому до поверхні. Склад вулканічної *лави*, яка виливається, коливається від основного (вміст оксиду кремнію ( $\text{SiO}_2$ ) - менше 52%) до кислого (понад 65%  $\text{SiO}_2$ , висока в'язкість при температурі потоку 800-900°C).

При спокійних виливах, як на Гавайях, утворюються положисті конуси, складені базальтовою лавою. Лава, яка фонтанує, дає шлакові конуси або конуси розбризкування зі схилами крутизною 30-35°. У вулканів, що викидають лаву і шлак по черзі виникають складні конуси або *стратовулкани*, що мають схили середньої крутизни.

Обсяг порід, викинутих при виверженнях, і кількість матеріалу величезні. Так, при виверженні вулкану Кракатау в 1883 р. у повітря було піднято близько 18 млрд. т. матеріалу, вулкану Катмай на Алясці в 1912 р. 21 млрд. т, а вибух вулкану на о. Санторін у Середземному морі, який відбувся близько 1400 р. до н.е., за сучасними оцінками перемістив 72 млрд. т. породи. І це виверження, на думку деяких учених, є причиною загибелі легендарної Атлантиди, що розміщалась на о. Санторін і сусідніх островах.

Якщо повернутися до початку цієї гіпотези: який зв'язок між цими катастрофами й Атлантидою? Прямий. Багато атлантологів підтверджують, що ця держава загинула в результаті виверження вулкану Санторін. Але Платон говорить про те, що Атлантида зникла через землетруси і потоп. Проте якби саме вулкан і ще такої фантастичної сили й потужності, знищив цю загадкову державу, то давньогрецький мудрець без сумніву згадав би про це.

Багато фактів вказують на те, що Атлантида знаходилась в Середземному морі. Коли почалися виверження вулканів, землетруси, то не тільки Балтійське море вийшло з берегів і понеслось нищівним валом по європейській частині земної кулі. Землетруси зруйнували природну дамбу між Чорним і Середземним морями, і води Чорного моря прорвались в район теперішніх проток Босфор і Дарданелли, викликавши різке підняття рівня води в Середземному морі. Очевидно, о. Санторін і пішов під воду внаслідок вищевикладеного, а також через опускання суші.

### **Класифікація вулканів**

Класифікація вулканів за типом виверження є в деякій мірі умовною, так як більшість з вулканів займає проміжне положення між виділеними категоріями. Деякі вулкани з часом змінюють тип виверження, переходячи з однієї категорії в іншу. Це може бути спричинене зміною складу магми.

*Ісландський тип* характеризується тріщинним виверженням лави основного складу, яке настає після викиду з тріщини великої кількості попелу та шлаку. Вздовж тріщини виникає низка великих і малих конусів та кратерів. Само виверження триває до декількох десятків днів, що

сприяє формуванню лавового покриву потужністю 30-40 м, який покриває територію площею в декілька сот квадратних кілометрів. Вулкани цього типу поширені в Ісландії, на Гаванських островах, Японії та Камчатці.

*Гавайський тип* за характером проявлення і продуктами виверження подібний до тріщинних вулканів. Відмінність полягає, в тому, що виливання лави відбувається через широкий трубоподібний канал. За формою вулкани цього типу нагадують щити, за що їх ще називають щитовими. Окрім Гавайських островів такі вулкани поширені в Новій Зеландії, Ісландії, а також зустрічаються і в Східній Африці.

*Нірокластові (змішані)* виверження характеризуються викидами як лави, так і твердих та газоподібних продуктів. Вони утворюють апарати центрально-кратерного типу з конусами правильної форми. Здебільшого конуси складені з перешарування лави та твердих продуктів (бомб, попелу, вулканічного піску, шлаків, тощо), в зв'язку з чим їх називають шаруватими або стратовулканами. До цієї категорії відносяться вулкани *стромболіанського, етнінського* та інших типів. В загальному виверження даної категорії носять проміжний характер між ефузивними та вибуховими (експлозивними).

*Стромболіанський тип* характеризується ритмічними вибухами та викидами через короткі проміжки часу (від декількох хвилин до години). Лава кислого складу і в'язка, з температурою 1100-1200°C.

*Везувіанський тип* вулканів - один з найпоширеніших типів. Його характерною рисою є тривале (до кількох днів) виверження з періодичним повторенням через декілька десятків років. При цьому виливається велика кількість лави та викидається значний об'єм попелу, бомб, а також газів.

*Етнінський тип* за характером виверження близький до везувіанського. Вулкани даного типу дуже активні. Виверження відбувається одне за одним через декілька років, а в перервах між ними з центрального кратера безупинно виділяються гази та водяна пара, нерідко викидається попіл. Здебільшого напередодні основного виверження відбувається сильний землетрус, який супроводжується вибухами та викидами з центрального кратера газів і попелу. Услід за початковим виверженням па схилах конусу з'являються тріщини, з яких виливається лава та викидається пухкий матеріал, що призводить до утворення побічних — паразитичних - невеликих кратерів, кількість яких може сягати до 200 і більше. Вулкани цього типу характеризуються пологими схилами конуса (рис. 4.30) і основним складом лави. Такі вулкани поширені в Середземномор'ї, Південній Америці, Японії, на Курильських островах, Камчатці

*Пелепський тип* характеризується наявністю частих землетрусів, які супроводжуються викидами попелу, парів води та отруйних газів, що триває декілька тижнів. Іноді виверження супроводжується видавлюванням в'язкої лави, яка застигає і утворює своєрідний обеліск. В такому випадку виверження називається екструзивним.

До *маарського* типу відносяться вулкани з одноразовим виверженням. Характерною особливістю їх будови є наявність тарілкоподібних кратерних западин, по краях яких формуються невисокі вали, складені шлаком та уламками гірських порід, викинутих з кратера. На глибині 400-500 м трубки вибуху бувають заповнені базальтовою лавою або похідними ультраосновної магми. Вище лави знаходиться перетерта синя глина та зім'яті уламки вулканічних порід, які називаються кімберлітом.

### Пояси розповсюдження вулканів

Сучасні та четвертинні вулкани утворюють *три глобальних пояси*, які оперізують земну кулю.

Перший пояс, який називається Тихоокеанським у вигляді неправильного кола облямовує Тихий океан. В його межах знаходяться як згаслі вулкани неоген-четвертинного віку, які розташовані в зовнішній частині пояса, так і діючі - зосереджені у внутрішній, ближчій до океану частині. Він об'єднує близько 340 діючих вулканів, що становить майже дві третини всіх вулканів, які знаходяться на суходолі.

Другий, *Середземноморсько-індонезійський*, пояс простягається в субширотному напрямку (паралельно до екватора). В ньому зосереджено 117 діючих і таких які знаходяться на стадії затухання вулканів, а з врахуванням тихоокеанського відгалуження їх кількість досягає 150. Більшість вулканів цього поясу локалізується в районі островів Індонезії і на островах Середземного моря.

Третій, *Атлантичний пояс*, характеризується субмеридіональним простяганням вздовж однойменного океану. В ньому зосереджено багато островних і підводних вулканів, приурочених до серединно-океанічного хребта, тобто віддалених від берегів, що відрізняє його від Тихоокеанського поясу, де більшість вулканів розташована на узбережжі материків.

У межах цих трьох поясів зосереджено близько 90% усіх діючих на планеті вулканів. Інших 10% діючих вулканів знаходиться на Африканському материку, де у Східній Африці утворюють локальний пояс меридіонального простягання.

### ***Запитання для самоконтролю***

1. Яке походження мають ендегенні геологічні процеси?
2. В чому полягають особливості інтрузивного, малоглибинного і ефузивного магматизму?
3. Охарактеризуйте будову центрально-кратерного вулкана.
4. Які особливості метаморфічних порід? Охарактеризуйте головні типи метаморфізму: регіональний, контактовий, динамометаморфізм і гідротермальний метаморфізм.
5. Дайте визначення головним типам залягання гірських порід: масивам, жилам, пластичним тілам.
6. Які дислокаційні утворення Ви знаєте і в чому їх особливість?
7. Дайте визначення землетрусу. Причини виникнення землетрусів.
8. Що таке магнітуда і інтенсивність землетрусу?
9. Охарактеризуйте шкалу інтенсивності землетрусів і її залежність від магнітуди.
10. Які існують типи магматизму?
11. Що таке магма і які її властивості?
12. Яка роль летких компонентів в магмі?
13. Яким чином магма перетворюється на гірську породу?
14. Які продукти виверження вулканів відомі?
15. Типи вулканічних споруд і їх зв'язок із складом магми.
16. Які типи вулканічних вивержень відомі і в чому причина їх різноманітності?

## **6 ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ ТА РЕЛЬЄФ**

***Екзогенні процеси*** - це комплекс геологічних процесів, що йдуть 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.

### **6.1 Вивітрювання**

***Вивітрюванням*** називається сума фізичних, хімічних і фізико-хімічних процесів перетворення гірських порід на поверхні суші під впливом чинників і умов географічного середовища. А.Е. Ферсман 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 надає процес кристалізації солей в тріщинах, зростаюча коренева система дерев.

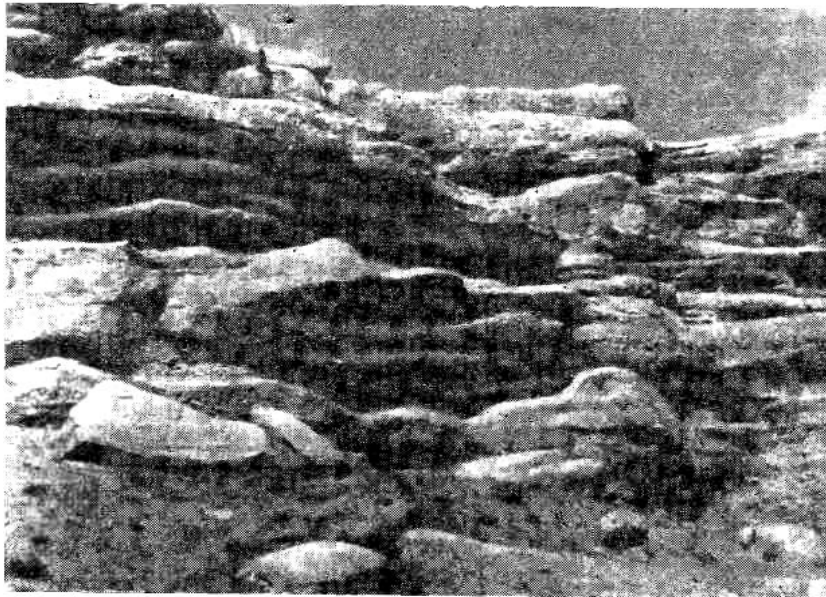


Рис. 6.1 - Ніші і карнизи в конгломератах. Афганістан

**Хімічне вивітрювання** - інтенсивніший і глибший процес перетворення гірських порід, що приводить до 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 перебудовується навіть кристалічна решітка мінералів, відбуваються в ході процесу гідролізу. Виділяються наступні етапи гідролізу ( у міру посилення 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* і *Al*)
- г) бокситовий (залишаються оксиди *Al*).



Рис. 6.2 - «Динозавр» із Афганістану

**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 міри вивітрювання виділяються наступні горизонти:

- а) щєбіньчастий (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.

## 6.2 Геологічна діяльність вітру, його роль в рельєфоутворенні

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 частки на значні відстані (до сотень і тисяч км.). Перенесення здійснюється як в зваженому стані (пил і тонкий пісок), так і волочінням по поверхні (крупний пісок).

У вітровому потоці наголошується певна зональність: чим тонше перенесений матеріал, тим вище він переноситься. Результатом цього

є утворення в ході коразії скал - останців своєрідних контурів, коли верхні розширені частини покояються на підставках, що поступово стоншуються до низу.

Одночасно з руйнуванням і перенесенням зруйнованого матеріалу вітром відбувається *акумуляція*, в результаті якої утворюються особливі типи континентальних відкладень, - *еолові*.

Для еолових пісків характерна добра окатаність піщинок та сортированість матеріалу, а також шаруватість. У 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 скориночкою, 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.

### **6.3 Геологічна діяльність площинного стоку і тимчасових руслових потоків та їх роль в рельєфоутворенні**

Основою виникнення площинного стоку є атмосферні опади, яких щорік на поверхню суші випадає 113 тисяч км<sup>3</sup>. Дві третини їх випаровується, а третина з поверхневим і підземним стоком повертається в систему Світового океану.

Поверхневий стік (під час дощу) буває у вигляді суцільної пелени або тонких цівок, 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 відкладати. 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 помірною 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 наводять до утворення ярів. Розвиток яру починається з освіти 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. Посилюється руйнівна діяльність потоку, яку називають *ерозією*.

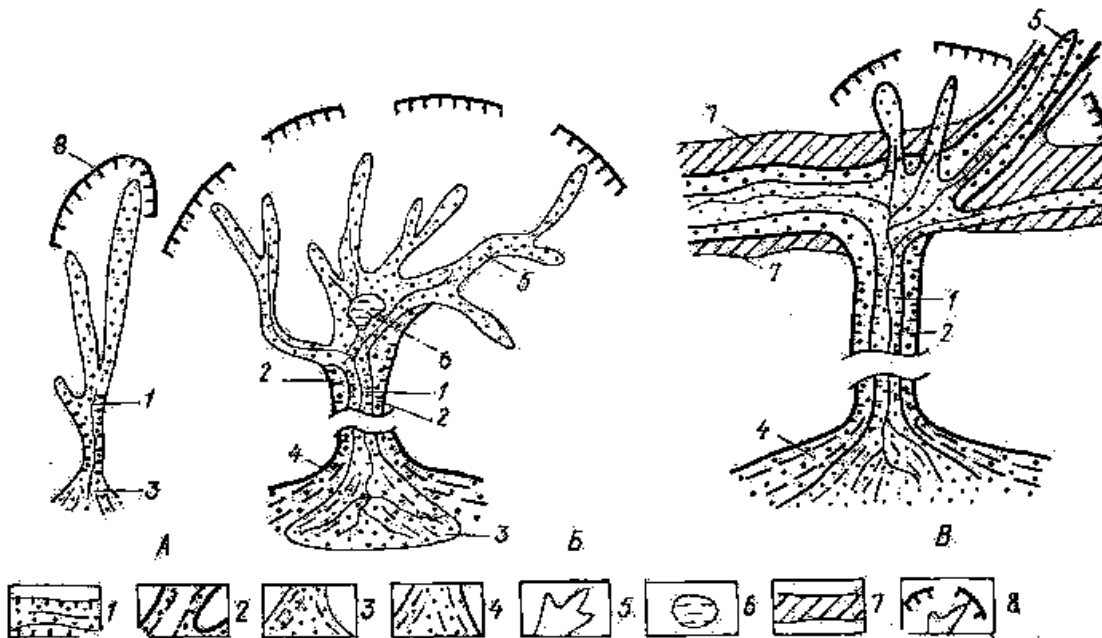


Рис. 6.1 - Типи ярів:

*A* — простий молодий яр; *Б* — складний яр з різновіковими генераціями конусів виносу; *В* — складний давній яр,  
**1, 2** - лінійна частина яру, вироблена по напрямку схилу молодого(1), давнього (2); **3** - конус виносу молодої генерації яру; **4** - те ж давньої генерації;  
**5** - верхів'я яру; **6** - заболоченість в районі верхньої частини яру;  
**7** - древня долиноподібна улоговина; **8** - області дренажу поверхневих і підземних вод.

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 укусу і заростають.

Потік яру переносить досить великі маси матеріалу переважно волочинням по дну, у меншій мірі в зваженому стані. Відкладення 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.

Перенесення матеріалу здійснюється в основному в каналі стоку волочинням по дну, у меншій мірі в зваженому стані.

При виході потоку на передгірну рівнину весь перенесений матеріал відкладається у вигляді *конуса винесення*.

Відкладення 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 відкладення представлені глиною і пілуватими відкладеннями).

Нерідко в гірських районах по каналу стоку спрямовуються не водні, а грязекаменні потоки, що містять до 80 % уламкового матеріалу.

На Кавказі ці потоки називаються *селями*, а в Альпах - *мурами*. Ці грязекаменні потоки мають велику руйнівну силу і інколи носять спустошливий характер. Для захисту від селів в каналах стоку будуються протиселеві греблі.

#### 6.4 Геологічна діяльність річок та їх роль в формуванні рельєфу

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 здійснювати роботу називається енергією річки, або живою силою, яка пропорційна масі води і швидкості течії.

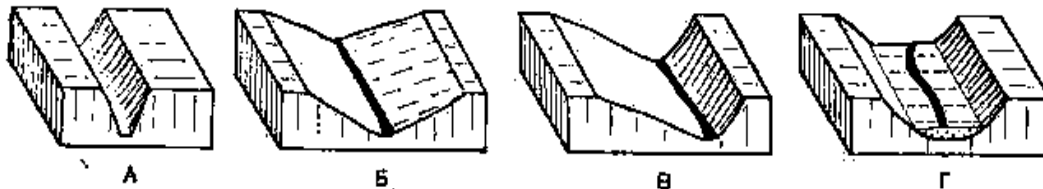


Рис. 6.2 - Поперечні профілі долин:

А — долина в вигляді ущелини; Б — долина с V- подібним поперечним профілем; В — асиметрична долина; Г — плоскодонна долина с розвинутою поймою.

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 виробляють велику руйнівну роботу, яка називається ерозією. Розрізняють *донну ерозію*, направлену на урізування русла в підстилаючи 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 міняється 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 дорозі річки часто зустрічаються твердіші породи, при руйнуванні яких виникають тимчасові базиси ерозії (водопади і пороги).

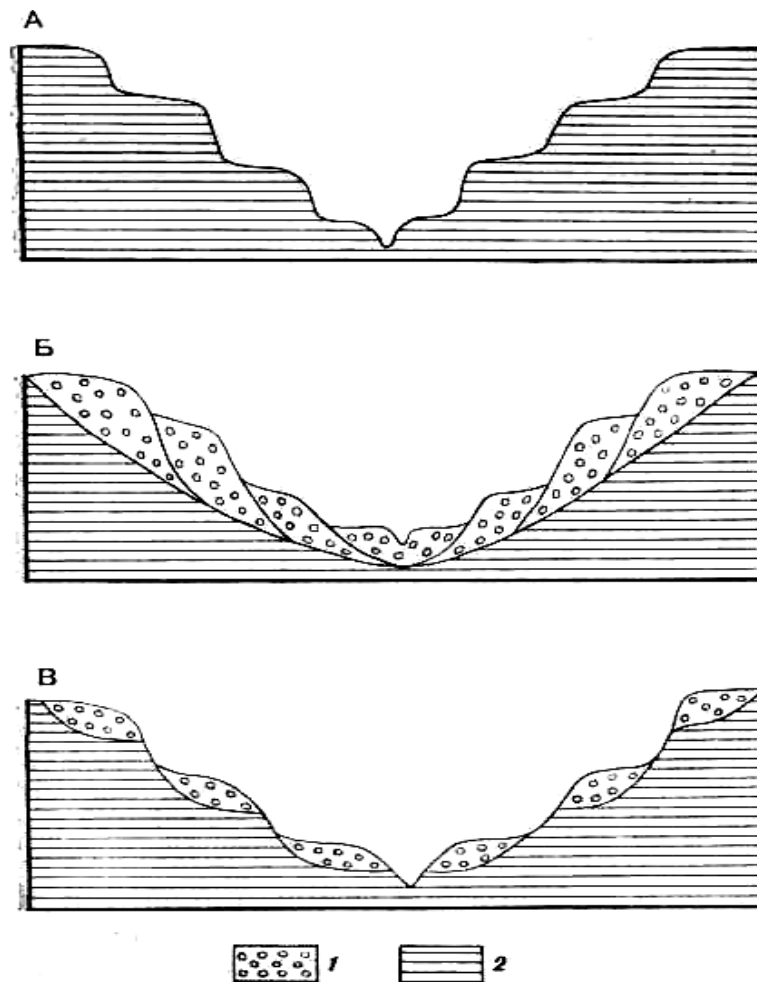


Рис. 6.3 - Типи річкових терас:

А - ерозійні, або скульптурні;

Б - акумулятивні;

В - цокольні; 1 — алювій; 2 — корінні породи.

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-образна 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 зваженому 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 зваженому стані. У серединних і особливо гирлових частинах рівнинних річок переважає перенесення в зваженому і розчиненому стані.

Велика кількість матеріалу виноситься у водоймище, в яке впадає річка. Але значна кількість матеріалу осідає в річкових долинах. Цей відкладений матеріал називається **алювієм**.

Розділяють русловою, заплавний і сторичний алювій. Русловою алювій, як правило, складається добре сортованими пісками, в підставі яких залягають грубозерністі 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.

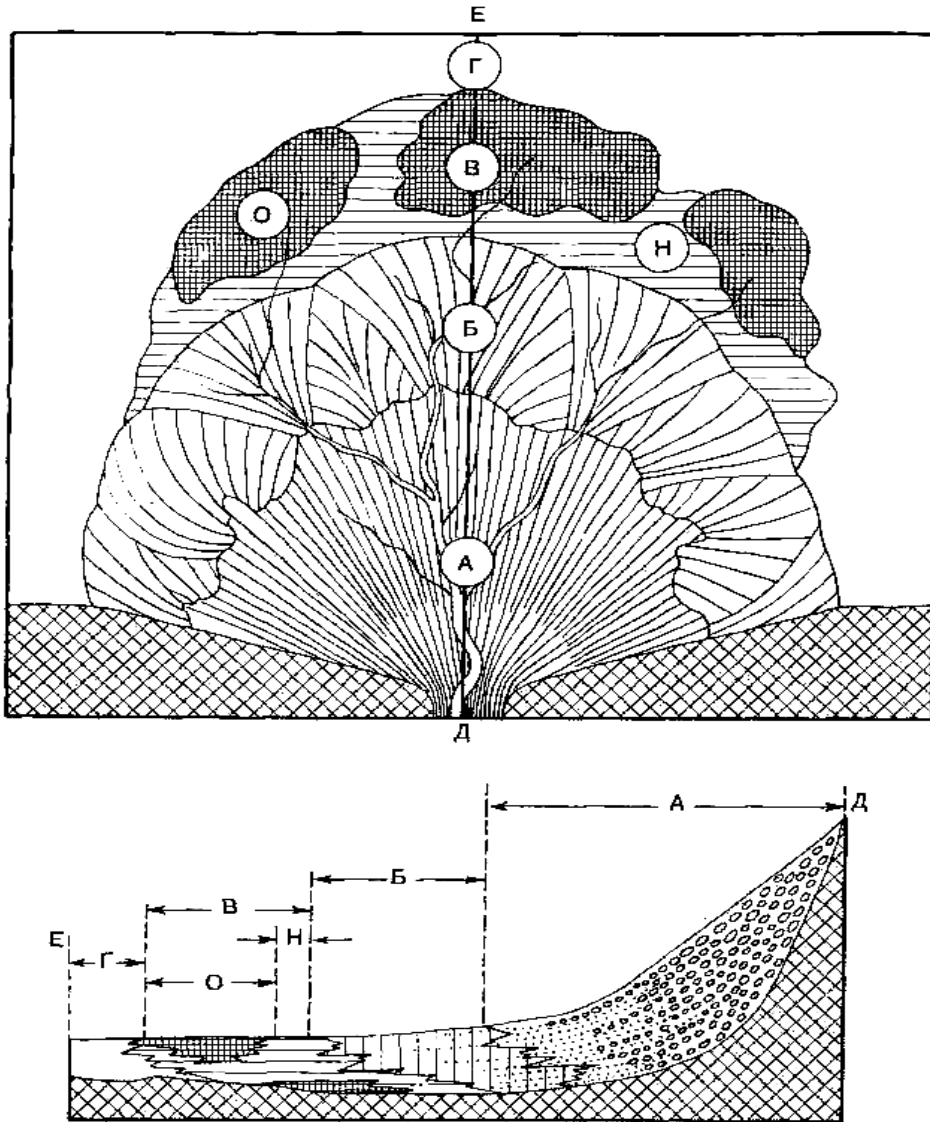


Рис. 6.4 - Схема будови дельти річки (в плані і розрізі)

- А — вершинна зона, складена русловими відкладами;
- Б — середня зона накопичення виносу;
- В — фронтальна зона накопичення осадів;
- О — осади озерного типу;
- З — наземні болотно-солончакові осади;
- Г — відклади передгірної рівнини

*Дельти* - це плоскі низовинні рівнини, що нахилені до моря, мають близьку до трикутної форму.

У дельтах відкладається велика частина принесеного річкою матеріалу, який змішується з морськими і озерними осадами. Дельти нерідко займають великі площі, а їх відклади 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 відливи, а також вздовж берегові 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.

## 6.5 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 розділяються на порові, тріщини і карстові. За умовами залягання виділяють верховодку, ґрунтові, міжпластові ненапірні і міжпластові напірні (артезіанські) води.

Розділяють підземні води також по хімічному складу (від що майже дистилують до розсолів) і температурі (холодні, теплі, гарячі і дуже гарячі).

Руйнівна діяльність підземних вод виявляється в основному у вигляді процесу розчинення. Цей процес широко виявляється в хлоридних (кам'яні солі), сульфатних (гіпс) і карбонатних (вапняки і доломіти) породах.

Процес розчинення і вилуговування порід називається **карстом**. 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 ( $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ) і вільно переноситься по водопровідних каналах.

При виході підземної води в карстову печеру або на поверхню землі бікарбонат переходить в нерозчинний карбонат ( $\text{CaCO}_3$ ) 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 (кремій), 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.

## 6.6 Геологічна діяльність льодовиків

Льодовики в даний час покривають 11% площ 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. Це відбувається вище за снігову лінію, тобто висоти, на якій встановлюється рівновага між кількістю випадного і тонучого снігу.

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 переміщуються вниз по гірській долині, 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 впливом розклинюючої 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 рухи льодовика, - пологий, згладжений, а протилежний схил - крутий, ступінчастий. Часто виникає комплекс баранячих лобів, що зближують (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 *трьох типів льодовикових відкладень*.

Власне льодовикові (гляціольні) 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 несортированість і всілякий набір матеріалу (від глин до крупних валунів і глиб).

**Водно-льодовикові, або флювіогляціальні** відкладення

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 дорозі. Цей матеріал відкладається в тріщинах льодовика або при виході з льодовика. Водно-льодовикові відкладення 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.

Відкладення 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 заледеніння, 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.

## 6.7 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) окраїнні (Баренцове, Охотське і ін.) і внутрішні (Середземне, Балтійське та 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 внутрішніх морів змінюється в межах залежно від річкового стоку і клімату. В 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, приливи і відливи, 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, у меншій мірі - приливи і відливи. Слабо піддаються руйнуванню відмілинні і складені міцними породами 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**.

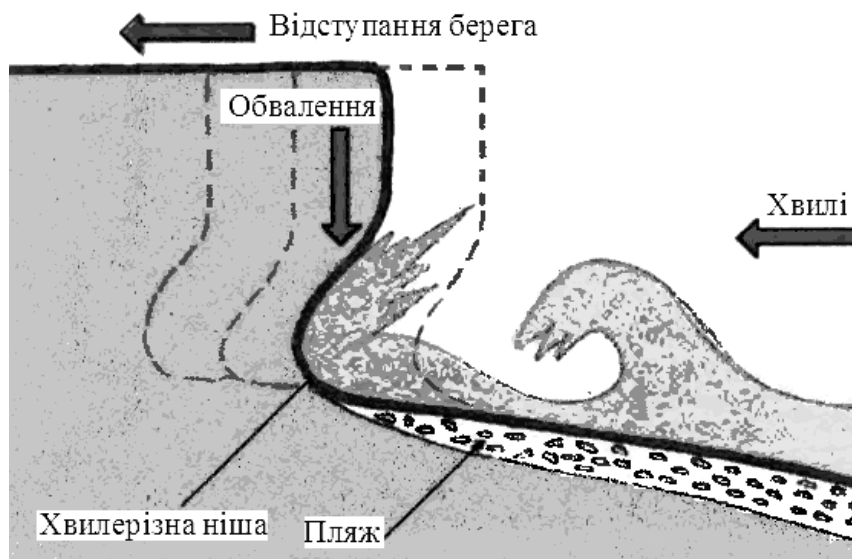


Рис.6.5 - Морська абразія

Поступове збільшення хвилерізної ніші наводить до того, що породи, що нависають над нею, обрушуються. Процес, що багато разів повторюється, приводить до відступання берега і утворення пляжу, який поступово переходить в **підводну абразійну терасу**.

Морська вода переносить велику кількість зруйнованого матеріалу. Перенесення в основному волочінням по дну відбувається в прибережній зоні під дією хвиль і прибою, у меншій мірі - приливів і

відливів.

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 хімічною дорогою.

4. *Полігенні*, які утворилися в результаті дії багатьох чинників (вітрові, льодовикові, вулканогенні і ін.).

У морях виділяється декілька зон, що відрізняються різними умовами осадонакопичення.

У *літоральній*, або *прибережною*, зоні (хвилерізна область) утворюються всілякі осідання. 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, яка відповідає 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 заселена 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 призводить 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 залізно-марганцеві конкреції, конкреції фосфориту.

У *батіальній* зоні (область материкового схилу) теригенних опадів 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, і 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'яні осади, а на великих глибинах - лише крем'яні осади. В утворенні океанічної глини беруть участь теригенна глина, еоловий і метеорний пил, продукти вулканічних вивержень, нерозчинні органічні залишки. У глибоководних частинах океану широко поширені залізно-марганцеві конкреції з нікелем і кобальтом, запаси яких величезні.

Своєрідні умови осадо накопичення створюються у відокремлених від моря лагунах. У засолених лагунах відкладаються шляхом хімічного осадження всілякі солі (кам'яна сіль, гіпс і ін.), збагачені органічною речовиною. В опріснених лагунах розвинені теригенні і органогенні осади, схожі з морськими, але вони відрізняються одноманітною фауною.

В цілому морські відкладення 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 (фосфорит, глауконіт, ооліти, кальцити і ін.).

Вивчення геологічної діяльності моря має велике теоретичне значення, оскільки дозволяє відновлювати природні умови минулих геологічних епох. З морськими осадами і осадовими породами, що в результаті утворилися, 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 залізно-марганцевих конкрецій.

**Діагенез морських осадів.** Первинні, дуже рихлі насичені водою, осади зазнають складних процесів перетворення їх на гірські породи. Цей процес називається **діагенезом**.

В ході діагенезу:

1. Розчиняються і віддаляються малостійкі мінерали.
2. Утворюються стійкі в нових фізико-хімічних умовах мінерали.
3. Речовина осадів перерозподіляється з утворенням крем'янистих (опалових і халцедонових), карбонатних, фосфоритових, гіпсових, залізно-марганцевих конкрецій.
4. Осади ущільнюються із зменшенням вологості.
5. Осади піддаються перекристалізації і цементації. Як цементуюча речовина виступають кремнезем, оксиди заліза, карбонати.

Тривалий процес діагенезу що відбувається під тиском прошарків, що знову накопичуються та збільшуються, приводить до окаменіння рихлих осадів, тобто до утворення щільної осадової породи. При подальшому зануренні цих порід в глибину вони піддаються дії температур, тиску, які зростають, і відбувається процес метаморфізму.

## 6.8 Геологічна діяльність озер і боліт

**Озерами** називаються заповнені водою западини на поверхні суші, що не мають повідомлення з морем.

За своїм походженням озерні улоговини поділяють на **тектонічні, вулканічні, льодовикові, заплавні і дельтові, карстові**.

Водна маса озер за походженням пов'язана з атмосферними опадами, постійними або тимчасовими русловими потоками. Є і реліктові озера, які залишилися від колишніх морських водоймищ. Прикладами реліктових озер є Каспійське, Аральське моря та ін.

Солоність і склад озерних вод визначаються багатьма чинниками, серед яких велике значення має кількість річкової і ґрунтової води, що надходить, 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, яку за генетичною ознакою поділяють на:

1. **Теригенні**, які утворюються в результаті принесення річками і струмками з довколишньої суші уламкового матеріалу.



2. *Хемогенні*, або хімічні, що утворюються шляхом хімічного осадження розчинених у воді солей або колоїдів.

3. *Органогенні*, або біогенні, 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 - більш дрібні.

Хемогенні осади представлені найчастіше вапняними конкреціями. В озерах тропічних і субтропічних областей утворюються також ооліти бокситу. У 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 осідання солей з утворенням кухонної солі, соди, мірабіліту.

Органогенні осади складаються в основному із скелетів планктонних організмів кременистого (діатоміти) або карбонатного складу. Широкий розвиток 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 виявляється 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 практично виключно в акумуляції відкладів. Серед болотяних відкладів істотно переважають органогенні, які представлені торфом. Торф - перша стадія перетворення деревини в кам'яне вугілля. У менших об'ємах відбувається відкладення хемогенних осадів - болотяного вапна і болотяного залізняку.

Вивчення осадонакопичення в озерах і болотах дозволяє відновлювати природні умови минулих геологічних епох і має велике практичне значення.

### **Запитання для самоконтролю**

1. Дайте визначення терміну "вивітрювання".
2. Які головні агенти фізичного вивітрювання і пов'язані з ними продукти руйнування?
3. Які головні процеси відбуваються при хімічному вивітрюванні гірських порід і які умови для них найбільш сприятливі?
4. Як розміється елювій і кора вивітрювання?
5. Назвіть древню кору вивітрювання, наведіть приклади.
6. Що таке дефляція?
7. Що таке коразія і які її результати?
8. Як переміщаються вітром різні за величиною матеріали?
9. Які відклади утворюються при площинному стоці схилу?
10. Як розвиваються яри і тимчасові гірські потоки і які відклади пов'язані з їх діяльністю?
11. Які закономірності формування річкових долин і їх діяльність?
12. Яка будова заплав в рівнинних і гірських річках?
13. Які умови сприяють для утворення дельт і естуаріїв?
14. Генетичні типи дельтових відкладень.

## **7 АНТРОПОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ І РЕЛЬЄФ**

Під *антропогенними геологічними процесами* розуміють процеси, які відбуваються впродовж антропогенного часу, тобто часу існування людини і за її участю. Відомий український вчений В. Вернадський вважав людину одним з сучасних найголовніших геологічних чинників, діяльність якої не тільки впливає на природній хід геологічних процесів, але й сама виступає в ролі нового геологічного процесу. Це його твердження було однією з передумов виділення *ноосфери*, як однієї з оболонок Землі, створеною розумом людини.

Всі геологічні процеси, які відбуваються сьогодні, можна розділити на три категорії:

- *природні*, які не зазнали впливу діяльності людини;
- *природно-антропогенні*, до яких слід відносити природні геологічні процеси та явища, які кількісно і якісно змінені діяльністю людини;
- *антропогенні*, виникнення і проявлення яких повністю обумовлено діяльністю людини.

Таке розділення сучасних геологічних процесів і явищ на зазначені три категорії обумовлено тим, що вони розрізняються між собою умовами формування, динамікою (розвитком) та проявленям.

Природно-антропогенні геологічні процеси та явища виникають шляхом переродження власне природних процесів в результаті зміни їх чинників техногенною діяльністю людини. За своєю суттю вони залишаються природними, але через зміну одного з їх чинників відбуваються відповідні зміни в кількісному та якісному проявленні, їх слід розглядати як самостійну категорію.

Як приклад можемо навести звичайний процес карстоутворення. Діяльність людини призводить до зміни агресивності підземних вод, що відповідно підвищує швидкість проходження карсту, тобто в даному випадку людина змінює якісний вклад основного фактора карстоутворення - підземних вод, а вже це підвищує, або збільшує швидкість розчинення гірських порід, тобто автоматично само по собі змінюється якісна і кількісна характеристика природного карсту.

Антропогенні геологічні процеси ми можемо регулювати лише в відношенні інтенсивності їх розвитку, але спрогнозувати, як вони будуть впливати на зміну властивостей природної системи, в якій вони відбуваються малоімовірно. Саме в цьому полягає одна з небезпек антропогенних геологічних процесів. Окрім того слід пам'ятати, що антропогенні процеси відбуваються миттєво по відношенню до геологічного часу, тобто в даному випадку фактор часу, як один з основних факторів природних процесів, основна суть якого полягає у відновленні рівноваги у природній системі, відсутній. Це один, досить таки важливий момент антропогенних процесів, під час проходження яких у природи немає часу на створення чогось нового, а це є однією з передумов виникнення катастроф.

## **7.1 Вплив діяльності людини на геологічні процеси**

Природні геологічні процеси під впливом діяльності людини зазнають кількісних та якісних змін; підсилюються, послаблюються, припиняються, перестають бути суттєво природними і набувають рис та характеру техногенних. Найбільшим змінам під впливом техногенезу підлягають екзогенні геологічні процеси і в меншій мірі процеси внутрішньої геодинаміки.

Найактивніше *техногенез* прямо або побічно впливає на вивітрювання. Він сам виконує роль агента вивітрювання, або має вплив на такі природні агенти як температура, вологість, склад повітря, води, а

також на середовище вивітрювання - геологічні та гідрогеологічні умови, рельєф, тощо.

Наслідком прямого впливу техногенезу на процеси вивітрювання є утворення техногенної (антропогенової) кори вивітрювання. Вона формується завдяки розушільненою, дезінтеграції та зміни складу порід, які переміщуються у великих кількостях при відкритих та підземних гірничих роботах. Інтенсивному вивітрюванню піддаються породи бортів кар'єрів, відвалів, укосів канав, а також штолень, тунелів та інших підземних виробок.

Прямо на підсилення процесів вивітрювання впливають також сільськогосподарські роботи. Зорана земля в значно більшій мірі підлягає дії температури, кисню, атмосферної вологи, мікроорганізмів у порівнянні з цілиною.

Побічна дія техногенезу на агенти та середовище вивітрювання може підсилити або ослабити хід і результати природних процесів. Наприклад, активність дії води, вуглекислоти та температури зростає в умовах техногенезу, а кисню та сонячної радіації - знижується. На сьогоднішній день більше половини площі суходолу охоплена вивітрюванням техногенного характеру. Максимальна глибина його проникнення визначається глибиною проникнення гірничих робіт.

Одним з екзогенних геологічних явищ є *водна ерозія*, яка в зв'язку з ростом техногенезу набула інтенсивного розвитку. Зміна під впливом діяльності людини рельєфу, рослинності, водного режиму, клімату тощо, сприяє інтенсифікації ерозії шляхом активізації існуючих та створення нових факторів і умов різних видів ерозії, серед яких провідна роль належить площинній та лінійній.

Розвиток *площинної ерозії* пов'язаний здебільшого з розширенням землеробства. Лінійна ерозія, яка включає утворення ярів, іригацію та річкову ерозію, зумовлена як сільськогосподарськими роботами, так і розвитком міст, гірничої та інших видів промисловості. Розвитку специфічних видів лінійної ерозії сприяє також будівництво доріг та іригація, зумовлена постійним зростанням площі зрошуваних земель, неправильним водокористуванням, великими витратами води, значними нахилами іригаційних споруд, Все це призводить до розмивання, змивання та намивання ґрунтів. При цьому щорічно від іригаційної ерозії втрачається більше 100 т/га ґрунтів.

Техногенез сприяє також розвитку *вітрової ерозії*, при якій провідна роль належить дефляції (видуванню). Відомо, що діяльність людини до деякої міри сприяє знищенню рослинності, розорюванню-- земель, осушенню ґрунтів, тобто підсилює розвиток еолових процесів. Окрім

цього, рухливі піски та пилові бурі в останні роки набувають стихійного характеру і наносять значні збитки народному господарству.

Широкого розвитку набуває також *морська абразія*, активізована втручанням людини в природні процеси, їй сприяють такі явища, як різке зниження надходження твердого стоку в моря, виснаження джерел природного живлення пляжів, розробки піщано-галечникових відкладів для потреб людини, тощо. Розмивання берегів посилюється, але одночасно зменшується площа пляжів. Швидкість руйнування берегів досягає 4-6 метрів за рік. Масштаби морської абразії значно вирости і сьогодні біля 40-60% протяжності морського узбережжя зазнає її впливу. Особливо помітні результати абразії, підсилені втручанням людини в курортних районах, де під її впливом руйнуються дороги та інші споруди.

Техногенез викликає та сприяє розвитку процесів карстоутворення. Це зумовлено видобутком корисних копалин шляхом вилуговування, підземним будівництвом, інтенсивним використанням підземних вод, захороненням у підземні порожнини стічних промислових вод, тощо. Підсилений техногенним впливом карст відрізняється від природного більшою швидкістю розвитку та інтенсивністю проявлення, значними площами та глибиною поширення. Найінтенсивніше він розвивається в карбонатних, гіпс-ангідритових і соляних породах.

Техногенез суттєво впливає також на такі природні явища, як зсуви, обвали та осипи. Останні активно розвиваються в штучних відслоненнях - кар'єрах, будівельних котлованах, дорожніх виїмках і насипах. Переміщення осипів по схилах та укосах гірничих виробок здебільшого може бути спричинене стічними водами, снігом, вібраціями, вибухами тощо. Виникненню обвалів сприяє підрізання схилів, вирубка лісів, вибухові роботи, створення штучних водоймищ, а також неправильне ведення гірничих та будівельних робіт.

Діяльність людини активно сприяє утворенню *зсувів*. Вважається, що біля 80% сучасних проявів зсувів мають техногенну природу. Причинами зсувів можуть бути: підрізання схилів та укосів, перевантаження їх при будівельних роботах, обводнення та перезволоження, вибухові роботи тощо.

По відношенню до процесів внутрішньої геодинаміки, техногенні процеси можна тільки умовно назвати ендегенними, так як вони спричинені зовнішніми факторами техногенезу. До таких процесів належать: локальні прогинання земної кори, тектонічні зміщення, землетруси, а також своєрідний магматизм і метаморфізм.

Локальні прогинання земної кори з амплітудою до декількох метрів, які нагадують природні коливні рухи, можуть бути зумовлені видобутком

нафти та підземних вод, статичним тиском, спричиненим будівництвом різноманітних споруд, інтенсивним рухом наземного транспорту.

При відкачуванні нафти, газу та води відбувається прогинання поверхні земної кори з амплітудою від 0,5 до 9,5 м. Швидкість опускання може складати від 3 до 8, рідше до 20 см за рік, що набагато більше в порівнянні з природними тектонічними коливаннями. Разом з тим, при припиненні відкачування та нагнітання води в надра опускання не тільки уповільнюються, але й припиняються. При осіданні земної поверхні можливий розрив порід з виникненням тріщин і розломів.

Тектонічні зміщення різної амплітуди та протяжності виникають здебільшого при штучних потужних вибухах і особливо ядерних. Останні також можуть супроводжуватися таким своєрідним тектонічним явищем як землетруси. При цьому за величиною сейсмічного ефекту деякі вибухи (як ядерні, так і неядерні) не поступаються природним динамічним агентам. Так, наприклад, багаторазові сильні поштовхи спостерігалися після ядерних вибухів у штаті Колорадо, де на відстані 80 км від епіцентру вибуху сила землетрусу складала 5,5 балів.

Техногенні землетруси можуть бути також спричинені спорудженням великих водосховищ, експлуатацією нафтових родовищ, закачуванням флюїдів у надра, гірничими ударами в підземних виробках тощо. В більшості з цих випадків техногенні агенти викликають сейсмозвантаження накопиченої пружної енергії.

Потужні ядерні вибухи можуть викликати явища, подібні до природних процесів магматизму та метаморфізму. В момент вибуху температура досягає мільйонів градусів, а тиски - десятки тисяч мегапаскалів. У центрі вибуху порода перетворюється в пару, на деякій відстані вона плавиться, а ще далі - сильно нагрівається. Поблизу центру утворюється розплав, подібний до магми, а на відстані, де порода сильно нагрівається, виникають умови метаморфізму.

Техногенні фактори спричиняють також зміни у фізичних полях Землі. Це питання на сьогоднішній день мало вивчене і можна лише навести окремі приклади такого впливу. Так, наприклад, аномалії природного електричного поля в значній мірі зумовлені розвитком електрифікації. Підвищений у порівнянні з природним фоном рівень радіації може бути викликаний масовим випробуванням ядерної зброї, або як це мало місце в Чорнобилі, вибухами ядерних реакторів на атомних станціях. Підземні ядерні вибухи локально впливають також на магнітне поле Землі.

## 7.2 Вплив діяльності людини на зміни геологічних об'єктів

Областю геологічної діяльності людини є геологічне середовище, під яким розуміють реальний фізичний простір, що об'єднує верхню частину земної кори та частково взаємодіючі з нею зовнішні оболонки Землі.

Геологічне середовище формується в результаті складної взаємодії зовнішніх оболонок Землі та впливу на геологічні процеси численних ендегенних і екзогенних факторів. Вище неодноразово зазначалось, що в природі все знаходиться в певній рівновазі, яка контролювалася мільйони років тільки природними силами. Проте, в міру розвитку суспільства і особливо зараз, вплив людини на природу різко посилюється.

Сукупність усіх видів впливу людини на геологічне середовище називається техногенезом. Цей вплив зумовлений інженерно-будівельною, гідротехнічною, гірничо-видобувною та іншими видами діяльності людини. З усіх видів техногенезу гірничотехнічні роботи мають найбільш суттєвий вплив на зміну геологічного середовища, так як вони зачіпають не тільки поверхню, але й глибинні горизонти земної кори.

Техногенна дія завжди спрямована на певну ділянку земної кори і викликає наслідки, взаємообумовлені процесами, які відбуваються в межах даної частини геологічного середовища, а також характером та інтенсивністю їх впливу.

З геологічних об'єктів, які зазнають найбільшого впливу тектоногенезу, є: *тектонічна та геологічна будова району, геоморфологічні та фізико-географічні компоненти, гідрогеологічні та інженерно-геологічні умови.*

Наслідки техногенного впливу насамперед визначаються приуроченістю територій до структурних елементів земної кори - платформ-мових та геосинклінальних областей. Різниця зумовлена неоднаковою будовою та складом верхньої частини літосфери; розвитком складчастих та розривних дислокацій, які впливають на стійкість породних масивів, їхню проникливість для води та газів; тектонічною активністю. Ступінь розчленування рельєфу, крутизна схилів, фізико-географічна зональність визначають напрямок та інтенсивність розвитку окремих техногенних процесів і, відповідно, характер зміни геологічного середовища. Властивості гірських порід, якісні особливості водоносних горизонтів та комплексів, співвідношення в комплексі водоносних та водотривких порід, склад та режим руху підземних вод також відіграють суттєву роль у розвитку техногенезу.

Наслідки техногенного впливу на геологічне середовище за характером змін можна розділити на наступні групи: *мінерагенічні, геохімічні, геодинамічні, геоморфологічні, гідрогеологічні та інженерно-геологічні.*

*Геофізичні зміни* проявляються у виникненні у верхній частині земної кори штучних фізичних полів (блукаючих струмів, сейсмічних та звукових хвиль, тощо), які впливають на речовину літосфери, підсилюють корозію металів, підвищують агресивність води.

*Геотермічні зміни* під впливом техногенезу проявляються у зміні теплового режиму поверхні літосфери, а також водно-теплового режиму потоків та водоймищ. Вони особливо відчутні в районах розвитку багатолітньомерзлих порід.

*Геодинамічні наслідки* техногенезу проявляються в змінах геостатичного поля в зв'язку з проходкою гірничих виробок, перерозподіленням великих об'ємів води на поверхні, видобутком з надр значних мас гірських порід та корисних копалин, у тому числі нафти, газу і підземних вод.

*Геоморфологічні зміни* проявляються у створенні техногенного рельєфу і, відповідно, в зміні первісного, внаслідок порушення рівноваги між акумулятивними та денудаційними процесами.

*Гідрогеологічні наслідки* техногенезу спричинені прямою або побічною дією людини на водоносні горизонти. Вони проявляються у зміні ресурсів, рівнів, якості води та гідрогеологічного режиму.

Техногенез не тільки змінює властивості та структуру геологічних об'єктів, але і створює нові техногенні об'єкти. Екзогенний техногенез активно впливає на процеси та результати зовнішньої геодинаміки, особливо на процеси вивітрювання, денудаційну та акумулятивну роботу поверхневих і підземних текучих вод, діяльність моря, озер і боліт, вітру, суттєво відбивається на процесах діагенезу. Разом з тим техногенез викликає процеси, які нагадують природні явища внутрішньої геодинаміки (коливні та дислокаційні рухи, землетруси, магматизм, метаморфізм, зміни фізичних полів).



### 7.3 Охорона геологічного середовища

Розглянуті вище загальні закономірності впливу діяльності людини на компоненти природного середовища і геологічні процеси дозволяють вважати техногенез важливим та глобальним фактором геологічного розвитку планети. Це підтверджується результатами техногенного впливу на атмосферу, гідросферу, біосферу, склад і будову земної кори, змінами в рельєфі. При цьому зміни самих природних об'єктів і процесів настільки значні, що порушення окремих елементів природної рівноваги можуть бути катастрофічними. Наслідки подібних порушень важко передбачити, проте погіршення стану довкілля вже сьогодні є очевидним, про що свідчать численні результати екологічних досліджень.

Вивчення та аналіз процесів, які виникають і розвиваються в складній системі людина - геологічне середовище, а також впливу науково-технічного процесу на природу дають можливість науково обґрунтовувати умови взаємодії суспільства з навколишнім середовищем, і на цій основі, розробити систему заходів, направлених на охорону довкілля в цілому та геологічного середовища зокрема.

Інтенсифікація діяльності людини, пов'язана з видобутком твердих корисних копалин, нафти, газу, води та перетворенням рельєфу земної поверхні, як це вже неодноразово зазначалось, веде до порушення тісних взаємовідношень у геологічному середовищі, які утримують у певній природній рівновазі всю природну систему під назвою Земля. Проте, порушення цих тісних зв'язків між певними складовими нашої планети, а також зміни всередині них, здебільшого носять незворотній характер і можуть розвиватися в явно негативних для людства напрямках. Так, наприклад, утворення під землею порожнин (шахт, штолень, порожнин вилуговування тощо) у зв'язку з відпрацюванням корисних копалин, призводить, з однієї сторони, до перехоплення підземних вод, що спричиняє пониження їх рівня і навіть зникнення ґрунтових вод, а це в свою чергу призводить до висушування ґрунтів; з другої сторони - до розвитку гравітаційних процесів: провалів, обвалів, осувів тощо, тобто до такої зміни поверхні, внаслідок якої вона стає непридатною як для будівництва, так і для сільськогосподарського використання. В результаті на поверхні Землі виникає *ландшафт антропогенного бедленду* - "дурних" земель непридатних для культивування людиною. Антропогенний бедленд на сьогодні вже займає 3% поверхні суходолу.

Безсистемне складування на поверхні Землі відходів гірничодобувної промисловості, насичення атмосфери тонкоуламковими та газоподібними відходами - пилом, газами - веде до забруднення

довкілля, зміни клімату, наносить шкоду рослинному, та тваринному світу і людині.

Для попередження і запобігання цих негативних наслідків людської діяльності сьогодні створюється окрема самостійна галузь наук про Землю - *охорона геологічного середовища*. Основним її завданням є прогнозування змін в геологічному середовищі при техногенезі, найбільш раціональне, з мінімальними порушенням цього середовища, планування та проведення геологорозвідувальних робіт і робіт, що пов'язані з видобутком корисних копалин, інженерно-технологічною та сільськогосподарською діяльністю людини.

Інше завдання полягає в розробці заходів, спрямованих на ліквідацію наслідків згаданих вище робіт. До таких заходів відносяться: рекультивация територій гірничих виробок та інженерно-технічних споруд міського ландшафту з метою приведення його до придатного стану для подальшого використання людиною; відновлення (часткове або повне) природних взаємовідношень між геологічним середовищем, біосферою, гідросферою, атмосферою. Не менш важливим напрямком охорони геологічного середовища є боротьба з шкідливими наслідками природних геологічних процесів, захист природного середовища від стихійних явищ - ураганів, тайфунів, селів, повеней, зсувів, обвалів, вулканічних вивержень, землетрусів тощо.

Із зазначеного очевидно, що охороною геологічного середовища повинні займатися насамперед геологи, гідрогеологи, геохіміки, геофізики і екологи.

Охорона геологічного середовища є обов'язковим елементом загального комплексу охорони довкілля, так як геологічне середовище є суттєвою складовою частиною Землі, як природної системи планетарного рівня.

### ***Запитання для самоконтролю***

1. Що таке техногенез ?
2. Розкрийте суть поняття " антропогенні геологічні процеси",
3. Охарактеризуйте наслідки техногенного впливу на геологічне середовище.
4. Поясніть вплив техногенезу на зміни геологічних об'єктів.
5. Які види техногенного забруднення вод гідросфери вам відомі, дайте їх характеристику.
6. Що таке техногенна (антропогенна) кора вивітрювання?

## ЛІТЕРАТУРА

### *Основна*

1. Адаменко О., Рудько Г. Екологічна геологія.-К.: Манускрипт,1997 -349с.
2. Багров М.В., Боков В.О., Черваньов І.Г. Землезнавство. –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. Физические модели Земли. Том 4. 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: Учеб. пособие. – Калининград,  
2000. – 446 с.

9. Якушова А.Ф., Хаин В.Е, Славин В.И.. Общая геология, - М.:  
МГУ, 1988. – 448с.

Навчальне видання

**Балан Г.К., Селезньова Л.В.**

# **ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ**

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

---

**Балан Г.К., Селезньова Л.В.**

**ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ  
ГЕОМОРФОЛОГІЇ**