

ЛЕКЦІЯ №2

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМЛІ ЯК КОСМІЧНОГО ТІЛА СОНЯЧНОЇ СИСТЕМИ. ВНУТРІШНЯ БУДОВА ЗЕМЛІ. МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД ЗЕМЛІ. ОСНОВНІ ПОРОДО- І РУДОУТВОРНІ МІНЕРАЛИ.

План лекції:

1. Планета Земля як складова частина Всесвіту.
2. Будова Сонячної системи.
3. Планети Сонячної системи.
4. Характеристика Землі.
5. Внутрішня будова Землі.
6. Мінеральний склад Землі.
7. Основні породотворні мінерали.
8. Характеристика рудоутворних мінералів.

Основні поняття:

Планета, Всесвіт, Сонячна система, гіпсометрична крива, соматична геосфера, ніфе, моно мінеральний агрегат, самородні елементи, ізоморфізм, мінеральний склад, кристалічні і аморфні мінерали, закон Ейлера-Декарта, елементи симетрії, внутрішня будова, породотворні мінерали, рудоутворні мінерали, габітус мінеральних індивідів, форми мінеральних агрегатів.

Планета Земля є мініатюрною складовою частиною Всесвіту, який охоплює величезну кількість космічних тіл, різноманітних за хімічним складом, внутрішньою будовою, розмірами та розташуванням в космічному просторі.

Всесвіт характеризується багатогранністю відомих матеріальних об'єктів і складає послідовність структурних утворень різних масштабів і різного ступеню складності. Найпростіші це: елементарні частинки, атомні ядра, атоми і молекули. Найскладніші - космічні тіла, супутники, планети, зірки та утворені ними космічні системи (супутники, планети, сонячні скупчення та асоціації, галактики, групи галактик, скупчення і надскупчення галактик - метagalaktiki). Крім них у Всесвіті відомі і пара аномальні явища: “чорні діри”, “квасари” тощо.

За допомогою сильних телескопів можна спостерігати сотні мільйонів зірок та планет. Переважна частина їх об'єднана в галактики. Прикладом такого скупчення може бути галактика, в якій розміщена наша Сонячна система. Це спіральної галактика, що зветься Чумацький шлях.

Сонячна система космічних тіл розташована на околиці однієї з спіралей галактики Чумацький шлях. Вона знаходиться у шарі космічної матерії, згрупованої вздовж екваторіального галактичного диску на відстані $\frac{3}{4}$ від центру галактики. Сонячна система складається з Сонця, 9 великих планет, супутників планет, приблизно 100 000 малих планет, приблизно 10^{11} комет, а також з величезної кількості малих (так званих метеоритних) тіл. Середня відстань від Сонця до найбільш віддаленої від нього планети становить 6 млрд. км.

Сонце займає центральне положення в Сонячній системі, оскільки його маса приблизно у 750 разів перевищує сумарну масу всієї решти тіл Сонячної системи. А сумарна маса всіх малих планет і комет менша від маси Землі.

Всі великі планети обертаються навколо Сонця в одному напрямку по майже кругових орбітах, площини яких мало нахилені одна відносно іншої і до сонячного екватору. Віддаленість великих планет від Сонця утворює закономірну послідовність - відстані між сусідніми орбітами зростають з віддаленням від Сонця. Ці закономірності руху планет, в поєднанні з їх поділом на дві групи за фізичними властивостями, вказують на те, що Сонячна система не є випадковим набором космічних тіл, а виникла внаслідок єдиного процесу.

Завдяки круговій формі планетних орбіт і великим відстаням між ними виключається можливість їх зближення, при якому планети могли б суттєво змінити свій рух внаслідок взаємного притягіння. Це забезпечує довготривалу стійкість планетних рухомих систем.

Більшість планет (крім Венери та Урану) обертаються навколо своєї вісі в одному напрямку з заходу на схід, що співпадає з напрямком обертання

навколо Сонця. Венера надзвичайно повільно обертається у зворотному напрямку, а вісь обертання Урану лежить майже в площині екліптики.

Планета - тіло, яке обертається навколо зірки і має незначну, порівняно з центральним світилом, масу. В сонячній системі відомо 9 великих планет (Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун і Плутон) (рис.1.1), 43 супутники планет і декілька десятків тисяч малих планет (астероїдів). Форма великих планет переважно сферична або близька до сферичної. Вони видимі з Землі завдяки сонячному світлу, яке відбивається їх поверхнями.

Сонце розташоване в центрі Сонячної системи. Навколо нього обертаються всі дев'ять планет. Планети поділяються на дві групи, відмінні за масою, хімічним складом, частотою обертання та кількістю супутників. Чотири внутрішні планети Сонячної системи або планети земної групи - невеликі за розмірами і складаються з щільної кам'янистої речовини і металів.

Планети-гіганти (Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун) - набагато масивніші, складаються переважно з легких речовин (водню, гелію, метану тощо), а тому, не дивлячись на величезні тиски в їх надрах, мають малу середню густину.

Надра планет та деяких величезних супутників ймовірно перебувають у розплавленому стані.

Венера, Земля, Марс мають атмосферу, яка складається з газів, що виділилися з їх надр. У планет-гігантів атмосфера є безпосереднім продовженням їх надр. Ці планети ймовірно не мають твердої або рідкої поверхні. З глибиною атмосферні гази повинні поступово переходити в конденсований стан.

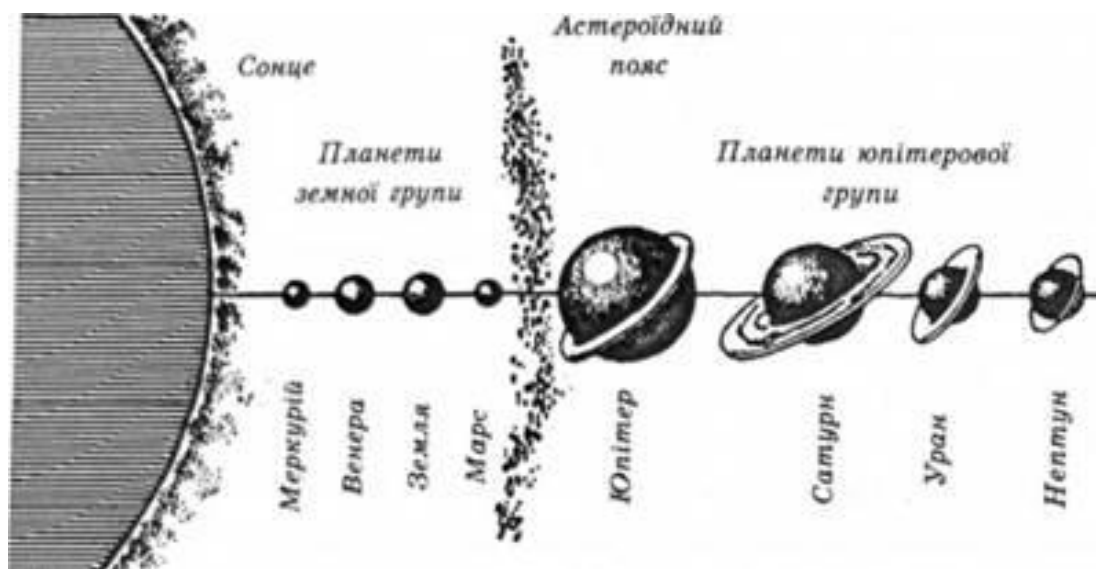


Рисунок 1.1 – Будова Сонячної системи

Земля - третя за порядком від Сонця планета Сонячної системи, яка за розміром і масою займає п'яте місце. Назва "Земля" походить від загальнослов'янського слова "зем" -земля, земляна підлога, низ. Важливою ознакою Землі, на відміну від інших планет Сонячної системи, є існування на ній живої матерії, яка за останні тисячоліття досягла вищої форми своєї організації - розумової. Аналогічні земним, умови для розвитку "земного життя" на інших планетах Сонячної системи практично відсутні.

Відповідно до сучасних космічних гіпотез та експериментального визначення абсолютного віку гірських порід планет Сонячної системи і їх супутників, Земля могла утворитися 4,5-5,0 млрд. років тому. Причиною утворення могла стати гравітаційна конденсація розсіяної в космічному просторі газопилової речовини, в якій містилась більшість відомих на планеті хімічних елементів.

Формування Землі, як космічного тіла, супроводжувалось диференціацією речовини, чому сприяв поступовий розігрів глибинних шарів, здебільшого за рахунок тепла, яке виділялось при розпаді радіоактивних елементів (таких як уран, торій, радіоактивний ізотоп калію тощо). Результатом цієї диференціації став поділ Землі на концентрично

розміщені зони - оболонки (або геосфери), кожній з яких властиві: певний речовинний склад, агрегатний стан, фізичні та хімічні властивості тощо.

Речовина, яка складає Землю та її найближче довкілля, представлена твердим, рідким і газоподібним фазовими станами. При цьому, всі три фазові різновиди природної речовини знаходять своє відображення в її структурі. Так, газова фаза представлена повітряною масою, що оточує Землю та частково заповнює верхи літосфери. Рідка фаза – це води океанів, морів, озер, річок, боліт, підземні та інші материкові води. У твердому стані знаходиться вся решта речовини Землі, що представлена кам'яною і твердою фазами, починаючи від поверхні і до найбільших глибин, імовірно, за виключенням самого ядра. Кожному фізичному стану притаманні певні фізичні, хімічні, термодинамічні та інші ознаки.

Особливе місце у формуванні будови земної кори та Землі, в цілому, займає біосфера, роль якої в геологічних процесах надзвичайно важлива.

Найважливішою відмінністю Землі від інших планет Сонячної системи є існування на ній життя. Воно з'явилося 3-3,5 млрд. років тому і досягло з появою людини (2 млн. років тому) своєї найвищої розумово-організованої форми.

Земля має складну форму, яка визначається внутрішньою будовою, дією гравітації, відцентрових сил внаслідок обертання Землі, а також результатом екзогенних та ендегенних процесів. Ще в XVII ст. вчені встановили, що Земля не куля, а сфероїд, який має довшу екваторіальну і меншу полярну вісі. Стиснення на полюсах і розширення біля екватора пояснюється дією відцентрової сили в результаті обертання Землі навколо своєї вісі. Подальші дослідження показали, що планета є неправильною геометричною фігурою. Вона має численні відхилення від сфероїда в межах ± 100 м, викликані нерівномірним розподілом густини речовини в надрах Землі.

Вивчення форми Землі зі штучних супутників показало, що наша планета сплюснута не тільки по вісі полярного стискання, але й по вісї з

вісєй екватору. При цьому, різниця між довгим і коротким екваторіальним радіусами становить близько 200 м. Основні величини стиснення притаманні районам Індійського і Тихого океанів.

Наближено, в якості форми (фігури) Землі прийнята вирівняна поверхня гравітаційного потенціалу - геоїд. Це дуже складне тіло з геометрично неправильною формою. Тому зараз при вивченні форми і розмірів Землі приймається така фігура (геоїд), яка обмежується рівневою поверхнею потенціалу сили тяжіння, співпадає з середнім рівнем Світового океану і продовжується під материками так, що вона повсюдно перпендикулярна до лінії виска. Форма геоїда в результаті добового обертання Землі близька до еліпсоїда обертання, але поверхня його ускладнена нерівномірним розподілом мас всередині самої Землі.

Поверхня Землі також має складний рельєф. Він сформувався упродовж тривалого розвитку, під впливом внутрішніх і зовнішніх процесів. У зв'язку з цим, на Землі спостерігається складне чергування суші і водної поверхні. В межах кожної з цих складових природні процеси протікають по-різному.

Сучасне вимірювання з застосуванням космічних апаратів показало, що площа поверхні Землі, як геоїда, складає трохи більше 510 млн. км², а її об'єм дорівнює 1083 млрд. км³. Більшу частину поверхні Землі займає Світовий океан. Його площа складає близько 361,1 млн. км² або 70,8%. Суша займає 149,1 млн. км² або 29,2% земної поверхні. Суша складається з шести континентів, а Світовий океан – з чотирьох океанів.

Кожен континент-материк має свою назву: Євразія, Африка, Північна Америка, Південна Америка, Австралія і Антарктида з численними островами. Наведений розподіл не співпадає із поділом на частини світу. Так, Євразію ділять на Європу і Азію, а обидва американські континенти вважають за одну частину світу. Іноді за окрему океанічну частину світу приймають острови Тихого океану - Океанію, площа якої рахується разом з Австралією.

Характерною особливістю всіх материків є значне підняття поверхні по їх периферії. До найбільш великих із них відноситься: 1) гірська система, яка простягнулася на Півдні Євразії від Піренеїв до Гімалаїв; 2) гірський пояс із Кордильєр і Анд, який займає західні окраїни Північної і Південної Америки. В центральних областях материків переважно розташовані величезні низовини. Наприклад: Амазонська і Ла-Пласка в Південній Америці; Східноєвропейська і Західносибірська рівнина та Туранська низовина в Євразії.

Материки значною мірою різняться між собою за розмірами і характером рельєфу. Найбільшу середню висоту (2040 м) серед всіх материків має Антарктида у зв'язку з накопиченням великої товщі льоду.

Світовий океан розділений материками на Тихий, Атлантичний, Індійський і Північний Льодовитий. Нерідко вчені виділяють приантарктичні частини Атлантичного, Тихого та Індійського океанів в особливий Південний океан.

Вцілому, розподіл суші та вод Світового океану в північній та південній півкулях Землі надзвичайно нерівномірний. Так, в північній півкулі суша займає 39% поверхні і 61% води Світового океану. В південній півкулі суша складає відповідно 19% поверхні, а води Світового океану 81 %. В західній півкулі переважна частина поверхні Землі зайнята водою, а в східній півкулі - навпаки, сушею. В полярних широтах північної півкулі знаходиться Північний Льодовитий океан, а в південній півкулі - континент Антарктида.

Співвідношення площ з різними висотами і глибинами на Землі наочно відображає **гіпсометрична крива**. Це узагальнений профіль твердої земної поверхні, на якому зафіксовано два гігантських уступи - материковий та океанічний (рис. 1.2).

Інтерпретація гіпсометричної кривої дала змогу встановити, що площі з висотами понад 3000 м і глибинами понад 6000 м займають тільки декілька відсотків земної поверхні. Проте території з висотами, меншими 1000 м над рівнем моря, займають 75% суші. Дно океанів з глибинами 3000-6000 м

також займає 75% всієї площі Світового океану. Суша піднімається над рівнем Світового океану в середньому на 875 м. Гори займають 33,3% загальної поверхні суші. Серед ландшафтних різновидів на пустелі припадає

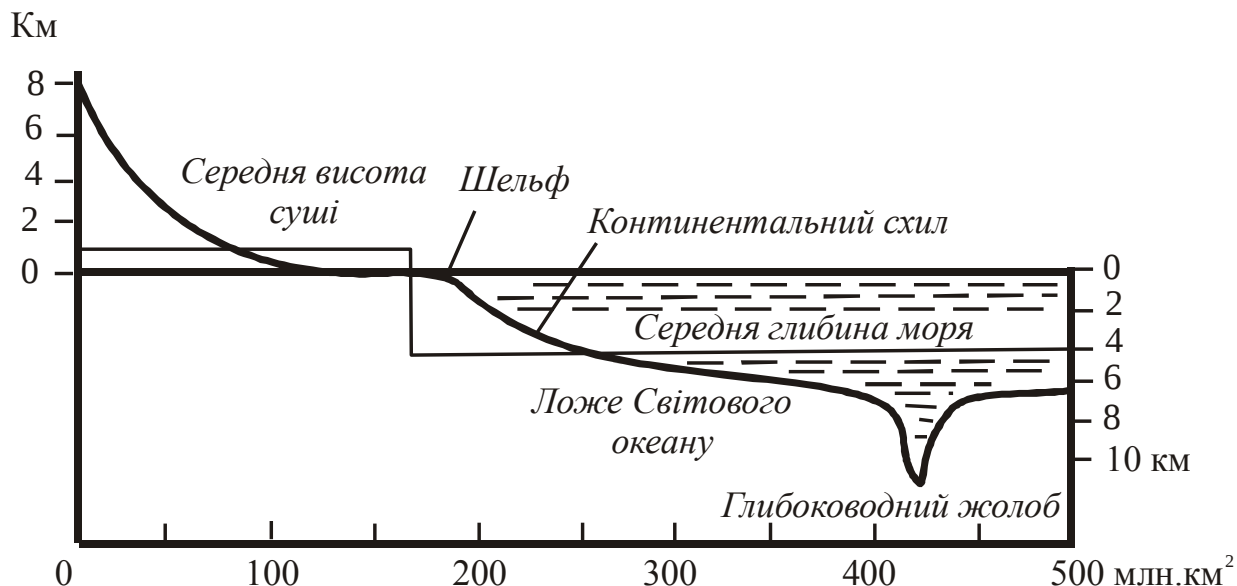


Рисунок 1.2 - Гіпсометрична крива

близько 20%, савани і рідколісся займають близько 20%, ліси - близько 30%, льодовики - понад 10%. Такий же відсоток (10%) суші знаходиться під сільськогосподарськими угіддями. Максимальна температура поверхні суші - 57-58⁰С (в тропіках), а мінімальна - близько -90⁰С в центрі Антарктиди.

Внутрішня будова Землі

Земля як космічне тіло Сонячної системи складається з газоподібних, рідких і твердих речовин. В цілому, спостерігається закономірне збільшення густини і маси речовини від периферії до центру нашої планети. В результаті цього сформувались декілька оболонок, які розрізняються між собою за будовою, речовинним складом і властивостями. Виділяють три основні оболонки-геосфери: тверду, рідку та газоподібну.

Вивчення внутрішньої будови Землі пов'язане з великими труднощами. Зараз людство ще не має технічних засобів для безпосереднього проникнення в глибину земних надр та відбору зразків речовини для вивчення. У зв'язку з

цим, надра нашої планети, особливо надглибокі горизонти, досліджуються опосередковано на основі аналізу фізичних полів Землі. Таку інформацію отримують за допомогою сейсмології, гравіметрії, геотермії, при вимірюванні частот власних коливань Землі, на основі експериментальних даних про властивості і поведінку гірських порід в умовах високих тисків і температур тощо.

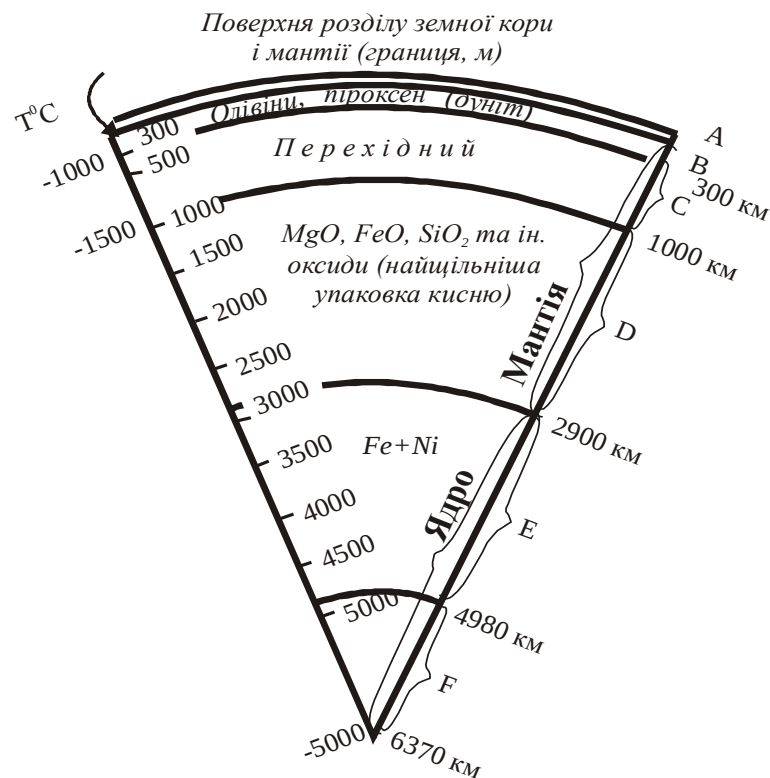


Рисунок 1.3 - Розріз земної кулі (по А.А. Виноградову):
 А - земна кора; В,С,Д - верхня, середня і нижня мантиї;
 Е, F - зовнішнє і внутрішнє ядро

Одним із найбільш поширених методів є використання хвильового (сейсмічного) поля, яке протягом декількох хвилин може пронизати Землю наскрізь і принести відповідну інформацію про її внутрішню будову. Це поле виникає як природним шляхом при землетрусах, так і створюється штучно при проведенні вибухів різної потужності. Сейсмічним зондуванням разом з іншими геологічними і геохімічними дослідженнями встановлено, що Земля

складається з трьох основних геосфер: земної кори, мантії та ядра. Вони в свою чергу поділяються на ряд інших шарів (рис.1.3). Речовина цих геосфер відрізняється за фізичними властивостями, станом і мінералогічним складом, про що свідчить зміна температури, густини, пружності, в'язкості тощо.

Залежно від величини швидкостей розповсюдження сейсмічних хвиль та характеру їх зміни з глибиною в надрах Землі виділяють вісім сейсмічних шарів: A, B, C, D', D'', E, F і G. Крім цього, в складі Землі виділяють особливо міцний верхній шар - *літосферу* і залягаючий під ним розм'яклий шар - *астеносферу*.

Літосфера - зовнішня, відносно міцна тверда оболонка Землі, яка перекриває менш в'язку і більш пластичну астеносферу. Літосфера майже повсюдно складається з земної кори і верхнього шару мантії. Її середня товщина - декілька десятків кілометрів. Нижня границя літосфери нечітка і виділяється на основі зменшення в'язкості, швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль і збільшенням електропровідності. Це зумовлено підвищенням температури і частковим (декілька %) розплавленням речовини. Основними методами встановлення границі між літосферою та астеносферою є сейсмологічний і магнітотелуричний.

Земна кора (або *шар А*) має перемінну товщину. Її верхня тверда оболонка обмежується знизу *поверхнею Мохоровичича* (на глибині 30-70 км). Вцілому, для земної кори характерна вертикальна і горизонтальна неоднорідність, яка відображає різний характер еволюції в різних частинах планети. Вона обумовила суттєву переробку будови в процесі останнього етапу розвитку (30-40 млн. років тому), коли були сформовані основні риси сучасного вигляду Землі. Допускається також, що частина земної кори знаходиться у стані ізостатичної рівноваги, яка, у випадку порушення, досить швидко відновлюється завдяки наявності астеносфери.

Під гірськими масивами потужність земної кори зростає, а в рифтових долинах серединно-океанічних хребтів – вона мінімальна.

Земна кора як геосфера складає незначну частину від загального об'єму і маси Землі. За складом і товщиною земну кору поділяють на три основні типи: *континентальну, океанічну та кору перехідних областей*.

Континентальна кора характеризується середньою товщиною в межах 10-15 км, при максимальній товщині до 70 км. Вона складена магматичними, метаморфічними та осадовими породами. Від поверхні до глибини 5-15 км знаходиться осадовий шар. Під ним залягає граніто-гнейсовий шар товщиною 15-20 км, який складений магматичними і метаморфічними породами, переважно кислого складу. В нижній частині континентальної кори залягає потужний шар базальтів товщиною до 40 км.

Океанічна кора характеризується незначною товщиною, яка місцями складає 5-10 км. Вона також складається з трьох шарів: а) верхнього осадового, який складений незцементованими розсипчастими осадами (товщиною декілька сотень метрів); б) базальтового (товщиною 1,5-2,0 км), який в основному утворений продуктами підводних вивержень вулканів із незначними прошарками ущільнених осадів; в) нижнього шару (товщиною 3-5 км), який складається з основних та ультраосновних гірських порід базальтового ряду.

Кора перехідних областей розвинута переважно по периферії континентів, в межах окраїнних морів, які замикаються цілими архіпелагами островів. Тут континентальна кора змінюється на океанічну. Ця зона за своєю будовою, товщиною, речовинним складом, густиною, швидкістю і характером проходження сейсмічних хвиль займає перехідне становище.

Шари В, С, D' і D'' входять до складу *мантії* Землі.

Шар В простягається від поверхні Мохоровичича до глибини 400 км. Його іноді ототожнюють з верхньою мантією Землі, хоча в динамічних моделях вона обмежується глибиною 700 км, нижче якої відсутні джерела землетрусів.

Шар С (шар Голіцина) знаходиться на глибинах 400-950 км і характеризується різким ростом швидкостей хвиль, пов'язаних з переходом мінералів у більш щільні модифікації.

Нижня мантія знаходиться в інтервалі глибин 950-2900 км (**шар D**). За характером поширення сейсмічних хвиль її часто поділяють на дві частини. Верхня частина (D') знаходиться в інтервалі глибин 950-2700 км, нижня (D'') - в інтервалі глибин 2700-2900 км.

В центральній частині планети знаходиться **ядро**, радіус якого складає 3486 км. Воно займає близько 17% її об'єму і близько 34% її маси. Така велика різниця між об'ємом і масою зумовлена фізичними параметрами ядра і мантії. В будові ядра Землі виділяють дві границі на глибинах 4980 км і 5120 км. У зв'язку з цим земне ядро поділяється на три зони: 1 - **зовнішнє ядро (шар E)**, яке залягає в інтервалі глибин 2900-4980 м; 2 - **перехідна оболонка (шар F)**, яка знаходиться в інтервалі глибин 4980-5120 км; 3 - **суб'ядро (шар G)**, яке знаходиться нижче глибини 5120 км.

Зовнішнє ядро має унікальні властивості, оскільки не пропускає поперечних сейсмічних хвиль. Це свідчить про відсутність в ньому пружного опору зсуву, тобто ця частина ядра, щодо поширення сейсмічних хвиль, веде себе як рідина. Пояснюється ця своєрідність його будови тим, що його речовина знаходиться під дією високих тисків і температур. Суб'ядро може знаходитися у твердому стані, так як в ньому розповсюджуються поперечні хвилі. Шар F є перехідною оболонкою між відміченими шарами, речовина яких знаходиться у різному фазовому стані.

Гравітаційним полем Землі називається силове поле, яке зумовлюється притяганням Землі і відцентровою силою, що виникає внаслідок добового обертання. Відповідно до закону всесвітнього притягання Ньютона, всі тіла притягуються одне до одного із силою, пропорційною їх масам та обернено пропорційною квадрату відстані між ними. Всесвітнє притягання пронизує весь Всесвіт. Під його дією утримуються та рухаються планети навколо Сонця; взаємодіють галактики; конденсуються частинки в

космічному просторі, утворюючи зорі; рухаються штучні супутники Землі та космічні апарати. Під дією тієї ж сили проходять геотектонічні процеси в надрах Землі та інших планет, формується їх вигляд, протікають метеорологічні процеси.

Гравітаційне поле Землі вивчають за допомогою методів космічної геодезії і на основі спостережень збурення рухів штучних супутників Землі. Величина гравітації в різних регіонах нашої планети дуже неоднакова. Це пов'язано з тим, що різні ділянки планети складені породами різної густини, тобто мають різну масу і, відповідно, різні сили гравітації. Так, в районах, складених більш щільними породами, сила гравітації буде вищою, ніж в районах, складених менш щільними породами. Таке явище має назву гравітаційних аномалій.

Крім того, за міжнародною формулою для нормального значення сили тяжіння на рівні моря вираховано, що нормальне значення прискорення вільного падіння на Землі зменшується від $9,78 \text{ м/с}^2$ на полюсах до $9,63 \text{ м/с}^2$ на екваторі. Однак ці значення (розраховані для сфероїда із стискуванням на полюсах $1/297$) значно відрізняються від фактичних вимірів на поверхні Землі, що пов'язано зі зміною густини порід земної кори. Реальне прискорення сили тяжіння вимірюють за допомогою спеціальних приладів - *гравіметрів*.

Магнітне поле Землі характеризується багатьма дуже важливими показниками. В першу чергу, це магнітне схилення, тобто кут відхилення магнітної стрілки від географічного меридіану даної місцевості. Схилення буває східним і західним. Лінії, які з'єднують на географічних картах точки з однаковим схиленням, називаються *ізогоналями*. Схилення складає кут нахилу магнітної стрілки до горизонту. При цьому, в північній півкулі вниз опускається північний кінець стрілки, а в південній півкулі - південний. Лінії, які з'єднують точки однакового нахилу називаються *ізокліналями*. Ізокліналі, на яких величина нахилу дорівнює нулю, називаються *магнітним екватором*. Точки, де нахил стрілки дорівнює 90^0 , називаються *магнітним*

полюсом. Напруга магнітного поля Землі на полюсах становить $6,8 \times 10^5$ нТл (наноТеслів). На екваторі вона становить 3×10^5 нТл. Лінії, що з'єднують точки однакової напруги, називаються **ізодинамами**.

Магнітне поле Землі має надзвичайно важливе значення. Найбільш поширеним його застосуванням є визначення сторін світу за допомогою компасу. Крім цього, явища геомагнетизму використовують при пошуках і розвідці родовищ корисних копалин. Цей метод базується на значній відмінності магнітних властивостей звичайних гірських порід та руд корисних копалин. Він застосовується також для вивчення глибинної будови земної кори, геологічного картування, пошуків магнітних різновидностей залізних руд, розвідки рудних і нерудних родовищ, пов'язаних з основними та ультраосновними гірськими породами; руд кольорових металів, родовищ п'єзооптичних мінералів, алюмінієвих руд, якщо вони представлені магнітними різновидностями бокситів. В комплексі з іншими геофізичними методами магнітну розвідку використовують при пошуках і розвідці нафтових і газових родовищ.

Ще на початку XX ст. на основі вивчення полярного сяйва і магнітних збурень, було висловлено припущення щодо можливості захоплення магнітним полем Землі заряджених частинок, які рухаються у міжпланетному просторі. Однак, тільки при дослідженнях за допомогою штучних супутників Землі за межами земної атмосфери відкрито області високої щільності енергетичних частинок - внутрішній і зовнішній радіаційні пояси Землі.

Радіаційні пояси Землі майже повністю складаються з електронів і протонів, що мають енергію від кілоелектронвольт до сотень мегаелектронвольт. В них знайдено також альфа-частинки та деякі більш важкі іони. Внаслідок особливої конфігурації силових ліній, магнітне поле Землі створює для заряджених частинок пастку, в якій вони можуть тривалий час утримуватись.

Внутрішній радіаційний пояс розташований на висотах, що не перевищують 12 тис. м. Зовнішній радіаційний пояс знаходиться на висоті приблизно 57 тис. км. Розподіл на внутрішній і зовнішній радіаційні пояси умовний. Насправді, ця область навколоземного простору заповнена зарядженими частинками, які рухаються в магнітному полі Землі. Ця область називається *магнітосферою*. Вона відокремлена від міжпланетного простору магнітопаузою та перехідною областю.

Крім радіаційних поясів, які знаходяться за межами літосфери і існування яких пов'язане з діяльністю Сонця, Земля, як космічне тіло, має власну радіацію. Вона пов'язана з наявністю в гірських породах кори радіоактивних елементів, розпад яких викликає різноманітні радіоактивні аномалії на її поверхні. Іноді вони досягають досить високих енергій (особливо в місцях скупчення уранових руд).

Електричне поле Землі найтісніше пов'язане з її магнітним полем. Воно залежить від процесів іонізації повітря та просторового розподілу позитивних і негативних зарядів, що виникають при цьому. Іонізація повітря відбувається під впливом космічних променів, ультрафіолетового випромінювання Сонця, випромінювання радіоактивних елементів Землі, електричних розрядів в атмосфері та інших факторів. Багато атмосферних процесів, таких як конвекція, утворення хмар, опади тощо, сприяють частковому розподілу різнойменних зарядів та електричних полів, що виникають в атмосфері. Існування електричного поля атмосфери сприяє виникненню струмів, які заряджають електричний конденсатор “Атмосфера – Земля”.

Теплове поле Землі має подвійну природу походження: космічну (сонячну) і власну (глибинну).

Сонячна теплота викликається припливом потужного радіаційного потоку, який надходить від Сонця. Земля одержує від Сонця близько $1,26 \times 10^{21}$ кал/год тепла. Ця кількість тепла майже у 300 разів більша від теплової енергії, яка могла б виділитись при згоранні всіх запасів кам'яного

вугілля Землі. Близько 30% тепла, яке спрямовується Сонцем на Землю, відбивається її атмосферою і, безпосередньо, поверхнею та розсіюється в космічному просторі. Решта 70% теплової енергії поглинається і переробляється верхньою оболонкою Землі. Таким чином, Земля приймає близько $4,7 \times 10^{20}$ кал/год. На 1 см^2 поверхні Землі припадає 168 ккал, з яких 56 ккал відбивається і розсіюється в атмосфері, а 112 ккал поглинається та частково переробляється. Ділянка Землі площею 1 см^2 , яка розташована перпендикулярно до сонячних променів, одержує за хвилину 1,94 кал тепла. Ця величина називається **сонячною сталою**.

Теплова енергія Сонця має першочергове значення не тільки для існування живої матерії на Землі, але й для геологічних процесів, які відбуваються на її поверхні. Вона впливає на зміни погоди, клімату та інших явищ, серед яких важливе місце займає коливання температури.

Внутрішня теплота Землі (теплове поле), пов'язана із джерелами внутрішньої енергії. Вона проявляється на поверхні у вигляді вулканічних вивержень, землетрусів, рухів земної кори та ін. Таким чином, глибинне тепло є каталізатором інтенсивності всіх ендегенних процесів, що відбуваються в надрах Землі.

Межею розділу зон впливу зовнішніх і глибинних факторів теплового поля є шар постійної температури, глибина розташування якого в різних регіонах планети коливається у значних межах.

Численні дослідження в шахтах і свердловинах показали, що нижче від шару постійної температури відбувається закономірне підвищення температури з глибиною. Однак швидкість зміни цієї температури в різних регіонах Землі неоднакова. Ця швидкість вимірюється величиною геотермічного градієнта (Γ), який обчислюється за формулою:

$$\Gamma = \frac{T_n - T_{c.p.}}{h - h_{n.m}}$$

де $T_{c.p.}$ - середньорічна температура в $^{\circ}\text{C}$; $h_{n.m}$ - глибина шару сталої температури, в м; T_n - температура, заміряна на певній глибині (h).

Отже, суть геотермічного градієнта полягає в прирості температури на 1°C з глибиною. Величина цього приросту невелика і складає соті і тисячні долі градуса. Виходячи з цього, геотермічний градієнт в більшості вимірюється в $^{\circ}\text{C}$ на 100 м.

Другим параметром, яким вимірюють швидкість зростання температури з глибиною є геотермічний ступінь G , який виводиться з формули:

$$G = \frac{h - h_{n.m}}{T_n - T_{c.p.}}$$

Як видно з наведеного, геотермічний ступінь є оберненою величиною до геотермічного градієнта. Фізична суть геотермічного ступеню - це різниця глибин, що відповідає підвищенню температури на 1°C .

Швидкість зростання температури з глибиною в різних регіонах планети може відрізнятися в 10-20 разів. Так, на півдні Каліфорнії $G=4\text{м}$; а в штаті Алабама $G = 137 \text{ м}$. Мінімальне наростання температури з глибиною властиве регіонам з розвитком давніх геологічних структур (платформам), а максимальне - рухомим складчастим регіонам і особливо районам з проявами молодого вулканізму.

Непостійність швидкості зростання температури з глибиною пояснюється зміною теплопровідності порід та нерівномірністю поступлення теплового потоку з глибини. Проблема походження внутрішньої теплової енергії Землі досить складна і до сьогоденішнього дня ще не остаточно вирішена. Незаперечним фактором утворення внутрішнього тепла Землі є як радіоактивний розпад хімічних елементів в надрах, так і гравітаційна сепарація речовини ядра Землі.

Теплове поле Землі, особливо його глибинна складова, відіграє надзвичайно важливу роль в геологічних процесах, які відбуваються в земній корі. Це особливо стосується ендегенних геологічних процесів, в результаті яких формуються величезні маси магматичних та метаморфічних порід та

різноманітних руд корисних копалин. З внутрішньою тепловою енергією Землі пов'язані такі грандіозні явища, як землетруси, виверження вулканів, складкоутворення в земній корі та інші глобальні процеси. На основі вивчення теплового поля розроблено метод пошуків і розвідки корисних копалин, який отримав назву *термометрії*.

На сьогоднішній день достатньо достовірно вивчені тільки тверда верхня оболонка Землі (земна кора) і гідросфера, які з хімічної точки зору мають свої закономірні властивості.

Хімічний склад глибинних оболонок Землі (мантії та ядра) до останнього часу остаточно не вивчений. Дані, якими зараз володіє наука, базуються лише на геофізичних дослідженнях та окремих гіпотезах і теоріях.

У твердій земній корі переважають такі хімічні елементи, як кисень, кремній, алюміній, залізо, кальцій, натрій, калій і магній. Сумарно вони складають 99,03 %. На решту елементів припадає менше 1%. Серед найбільш рідкісних елементів зустрічається Ra, Re, Au, Bi та ін. Таким чином, якщо розглядати земну кору загалом, то в геохімічному положенні вона являє собою киснево-кремнієво-алюмінієву сферу, а в мінералогічному відношенні – силікатну сферу з переважанням польових шпатів.

Земна кора за хімічним складом являє собою виплавлену легку фракцію земної речовини, що розділилась в результаті гравітаційної диференціації під час формування самої планети. Складається вона в основному з десяти хімічних елементів (O, Si, Al, Fe, Na, K, Ca, Mg, H, Ti), які займають близько 99,79%. Ці елементи, з'єднуючись між собою, утворюють різноманітні мінерали, які в свою чергу утворюють різні гірські породи і руди. При цьому кисневміщуючі мінерали розміщуються у верхніх зонах земної кори, тобто ближче до її поверхні, а мінерали Mg, Ca, Fe - у найбільш глибинних зонах земної кори. Це призвело до розшарування на осадовий, гранітний і базальтовий шари.

Мантія Землі складена цілим комплексом ультраосновних магматичних порід під загальною назвою піроліти. Допускають, що верхня мантія за своїм

хімічним складом близька до ультраосновних порід, в яких переважають кисень (42,5%), магній (25,9%), кремній (19,0%) і залізо (9,85%). В мінеральному відношенні переважає олівін, менше піроксени.

Нижня мантія вважається аналогом кам'яних метеоритів (хондритів). Загалом мантія - це силікатно-окисна оболонка, яка складається здебільшого з кисню, заліза, магнію і кремнію. У зв'язку з тим, що в складі мантії переважають кремній і магній, цю геосферу названо *сіматичною*.

Ядро Землі за хімічним складом аналогічне залізним метеоритам, в яких міститься 80,78% заліза, 8,5% нікелю і 0,63% кобальту. Допускають також наявність в ядрі домішок легких елементів - кисню, кремнію, сірки, алюмінію. Виходячи з того, що в складі ядра переважають залізо і нікель, йому ще дали назву *ніфе*.

На основі метеоритної моделі розраховано середній хімічний склад Землі. Найбільш поширеними в ній є залізо (35%), кисень (30%), кремній (15%) і магній (13%).

Мінеральний склад Землі. Основні породо- і рудотворні мінерали.

Важливою властивістю космічної речовини є її схильність до самоорганізації, тобто до поєднання у певних пропорціях. Космічна речовина Всесвіту, незалежно від умов її існування, постійно з'єднується у певних комбінаціях, утворюючи як механічні скупчення, так і різноманітні хімічні сполуки. Яскравим прикладом цього універсального закону природи є формування в нашій Сонячній системі і на Землі цілої гами природних хімічних сполук, які одержали назву мінералів.

Мінерал - це фізично- та хімічно- ідеалізоване тверде тіло, відносно однорідне за складом і властивостями, яке є продуктом природних фізико-хімічних процесів, що протікають на поверхні і в надрах Землі, Місяця та інших планет. Мінерали є складовою частиною гірських порід, руд, метеоритів.

Мінеральний індивід - мономінеральне тіло обмеженого простягання, відокремлене від сусідніх подібних тіл безперервними розділами, замкнутими в просторі.

Мінеральні індивіди одного складу утворюють **мономінеральний агрегат** в результаті зростання.

Поняття "мінерал" вживається в різних значеннях: воно може відноситися до мінерального виду, різновидності, індивіду і мономінерального агрегату.

Самостійну назву одержують як мінеральні види, так і їх різновиди. Однак відкриттям нового мінералу вважається тільки відкриття нового мінерального виду. Називають мінерал за місцем першого виявлення, на честь великих вчених і геологів, відомих колекціонерів, космонавтів тощо.

До складу мінералів входять всі стабільні та довгоживучі ізотопи елементів періодичної системи Д.І.Менделєєва, за винятком інертних газів. За типом хімічних сполук мінерали поділяються на: прості речовини, що рідко зустрічаються (самородні елементи); складні (бінарні оксиди, галогеніди, сульфідні) і складні сполуки (три- і багатокомпонентні, силікати, складні оксиди, гідрооксиди та інші кислотні сполуки, а також складні сульфідні тощо). Склад мінералу виражається його хімічною формулою - емпіричною, напівемпіричною, кристалохімічною. При вивченні хімічного складу мінералів та їх кристалічних особливостей значна роль відводиться явищам ізоморфізму.

Ізоморфізм - це здатність кристалічних речовин, аналогічних за хімічним складом і внутрішньокристалічною формою, давати змішані кристали або подібність форм на основі подібності атомів.

Зараз ізоморфізм визначається як явище, що проявляється у властивості або здатності хімічних елементів (атомів) замінювати один одного як у складі, так і молекулах. Визначається це, перш за все, близькими властивостями атомів, характером нових сполук, їх будовою, термодинамічним середовищем.

В основу сучасного вчення про внутрішню будову кристалічних тіл покладено вчення про 14 типів комірок Браве - закономірно розміщених в просторі точок у вигляді правильних паралелепіпедів з певними лінійними (a, b, c) і кутовими (α, β, γ) параметрами, у вершинах або інших місцях яких розміщуються атоми, іони або молекули.

В природних умовах в результаті різноманітних геологічних процесів формуються мінерали у вигляді твердих і рідких тіл. При цьому, більшість мінералів у земній корі знаходиться у твердому стані. Рідкі мінерали зустрічаються значно рідше, за винятком води, яка вважається мінералом та вкриває значну частину поверхні земної кулі.

Серед твердих мінералів за внутрішньою будовою виділяють ***кристалічні*** та ***аморфні***.

До кристалічних належать мінерали, в яких фізичні властивості в усіх напрямках різні. Це такі властивості, як твердість, швидкість поширення тепла і світла тощо. Кристалічність твердих мінералів яскраво проявляється в умовах їх вільного росту. В результаті утворюються геометричні тіла, ограничені різноманітними за формою та розміром гранями. Такі багатогранники називають ***кристалами***.

До аморфних належать мінеральні тіла, фізичні властивості яких в усіх напрямках однакові. Аморфність твердих мінералів яскраво проявляється в процесі їх росту. Вони ростуть в усі сторони з однаковою швидкістю, в результаті чого утворюється кулеподібне тіло. Такі елементи огранення, як грані, ребра та вершини, в них відсутні.

Визначальним фактором кристалічності мінералів є їх внутрішня будова, тобто характер розташування атомів, іонів або молекул у просторі. В кристалічних мінералах атоми, іони або молекули, що їх складають, розташовуються строго закономірно. Тому відстані між окремими структурними вузлами в різних напрямках постійні. В аморфних мінералах подібні структури відсутні, а відстані між атомами, іонами або молекулами можуть бути різними.

Кристалічні багатогранники мінералів характеризуються розвитком на них відповідних граней, ребер і вершин.

Грані в ідеальному вигляді являють собою рівні площини різноманітних форм і розмірів.

Ребра - прямі лінії, які утворюються на перетині двох граней.

Вершини - місця перетину ребер.

Між гранями, ребрами і вершинами існує певна кількісна залежність, відома під назвою **закону Ейлера-Декарта**. В математичному виразі цей закон виглядає наступним чином:

$$\sum \text{граней} + \sum \text{вершин} = \sum \text{ребер} + 2 .$$

На реальних кристалах грані, ребра і вершини дуже часто ускладнені різноманітними дислокаціями, які набувають викривленої, випуклої або ввігнутої форм. В таких випадках рекомендується умовно доповнити відсутні або продовжити слабо розвинуті грані чи ребра, провести їх підрахунок і встановити між ними відповідний зв'язок (згідно з законом Ейлера-Декарта).

Важливою ознакою кристалічних багатогранних мінералів є їх **симетрія**.

Симетрією називається властивість геометричних фігур повторювати свої аналогічні частини певне число разів.

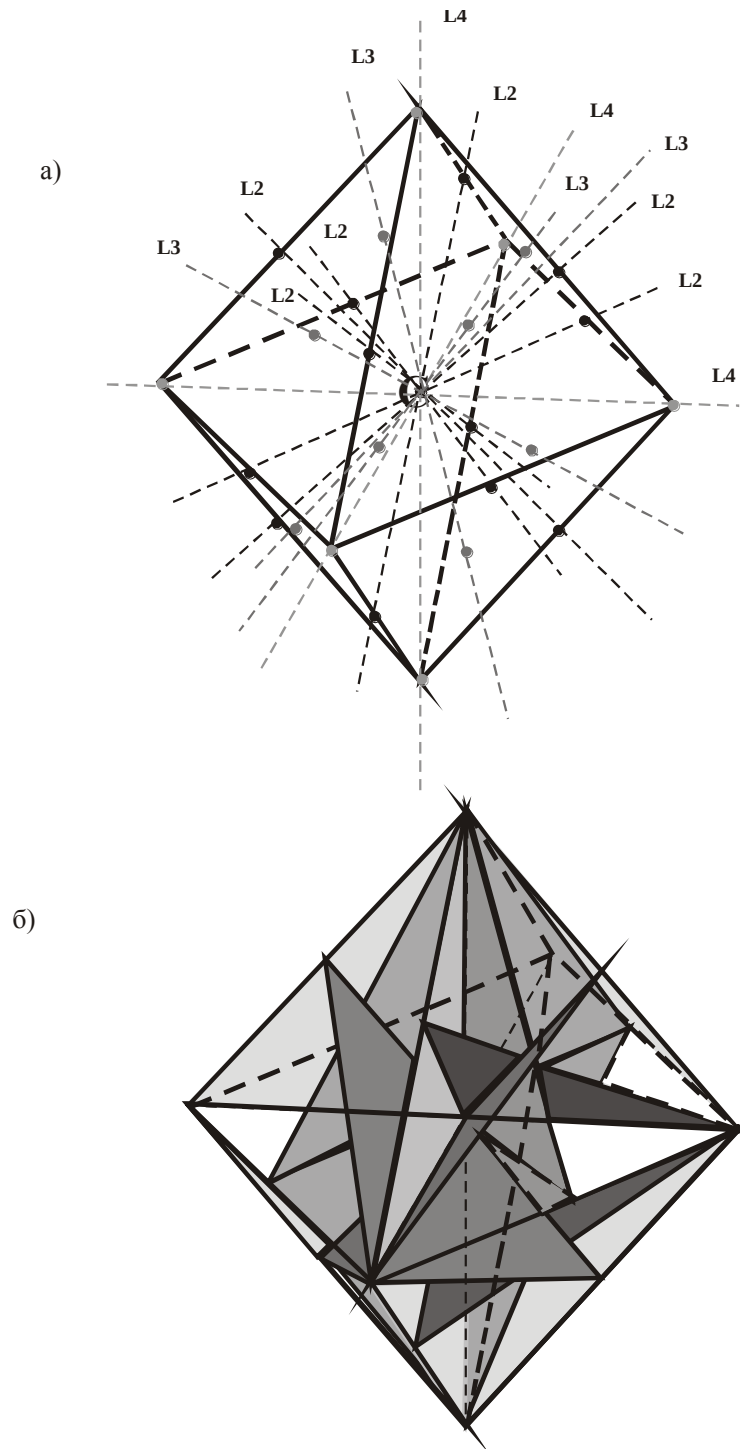
Симетрія кристалічних багатогранників визначається за допомогою так званих **елементів симетрії**: центра інверсії (С), осей симетрії (L) і площин симетрії (P) (рис. 1.4).

Центром інверсії називається точка в середині кристалу, при проведенні через яку умовної прямої, по обидві сторони від неї на однакових відстанях будуть знаходитись аналогічні частини фігури.

Віссю симетрії називається пряма, при обертанні навколо якої на 360^0 , частини кристалу повторюються ціле число разів. При цьому, частини кристалу розташовані так, що при їх обертанні навколо осі на деякий кут, кристал в просторі займає таке ж положення, яке було раніше, тільки на місці одних частин розташовуються інші, повністю аналогічні їм.

Площина симетрії - це площина, яка ділить кристал на дві рівнозначні дзеркально відображені частини.

Всі кристали в залежності від комбінацій елементів симетрії поділяють на відповідні класи (сингонії). В ідеальних умовах вільного росту кристали утворюють добре огранені багатогранники з різною кількістю граней. За зовнішнім виглядом вони діляться на дві групи: 1) кристали, огранені однаковими за формою і розміром гранями; 2) кристали, огранені різними за формою і розміром гранями. Кристали першої групи називаються ***простими формами***, кристали другої групи - ***комбінаціями***.



а – осі симетрії; б – площини симетрії

Рисунок 1.4 – Елементи симетрії октаедра

Для кристалів встановлено 47 основних простих форм. Кількість комбінацій значно більша і визначається кристалографічною формулою кристалу та його приналежністю до певної сингонії.

В природних умовах під час росту мінерали дуже рідко формуються у вигляді ідеальних кристалічних багатогранників. Пов'язано це з тим, що в більшості випадків умови їх росту не відповідають тим умовам, завдяки яким можуть формуватися кристали мінералів ідеального геометричного огранення.

На формування кристалів впливають наступні фактори: перепади температур і тисків мінерального середовища, нерівномірність живлення кристалів мінералів при їх рості, попадання хімічних і мінеральних домішок в кристалотворне середовище та ряд інших факторів. В свою чергу це призводить до того, що кристали мінералів формуються у вигляді різних викривлених і недорозвинених форм чи незакономірних і закономірних зростань. В кінцевому результаті, закладаються ті типоморфні ознаки, які дають змогу відтворити і первинні термодинамічні умови мінералотворного середовища, в якому сформувалися кристали. Цей висновок повністю стосується і аморфних мінералів.

За зовнішньою формою серед мінеральних індивідів виділяють три основні габітусні типи: ізометричний, видовжений і сплюснутий (рис. 1.5).

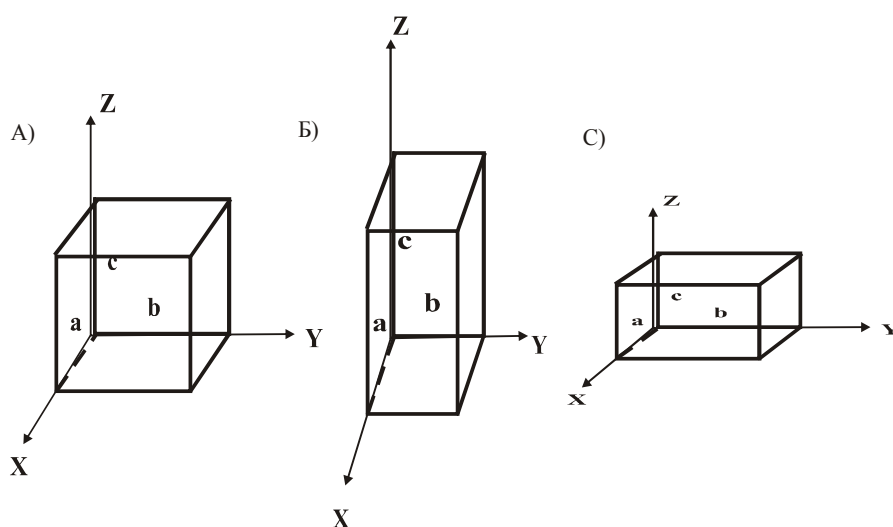


Рисунок 1.5 - Типи габітусу мінеральних індивідів

а - ізометричний; б - видовжений; с - сплюснутий

До **ізометричного типу** габітусу належать кристали, які розвинені в трьох напрямках однаково, тобто в яких $a = b = c$.

До **видовженого типу** габітусу належать кристалічні індивіди мінералів, які витягнуті в одному напрямі, тобто ті, в яких $a = b < c$.

До **сплюсненого типу** габітусу належать кристалічні індивіди, в яких розвиток відбувся в двох напрямках, тобто $a = b > c$.

В природних умовах під час мінералоутворення ідеально утворені кристалічні індивіди мінералів зустрічаються рідко. В більшості це **мінеральні агрегати**, тобто зростання двох і більше кристалічних індивідів. Серед них за характером зростання виділяють закономірно і незакономірно зрощені.

Серед **незакономірних зростань** виділяють: зернисті і землисті агрегати, друзи, конкреції, секреції, ооліти, сфероліти, сталактити, сталагміти та ряд інших (рис. 1.6).

Зернисті агрегати за мінеральним складом поділяють на мономінеральні і полімінеральні. Мономінеральні складені кристалічними індивідами одного мінерального виду. Полімінеральні складені кристалічними індивідами декількох мінеральних видів.

Землисті агрегати мінералів переважно являють собою розсипчасті або слабозцементовані скупчення кристалічних індивідів, які утворилися в певних умовах кристалогенезу. Прикладом можуть бути виділення дрібних кристаликів самородної сірки.

Друзи - скупчення кристалічних індивідів, які мають спільну основу зростання.

Конкреції - це утворення кристалічних агрегатів з радіально-променевою будовою, близькі за формою до кулеподібних, в яких ріст кристалічних індивідів відбувався від центру до периферії.

Секреції - пустотілі порожнини, стінки яких виповнені кристалічними індивідами, ріст яких відбувався від периферії до центру.

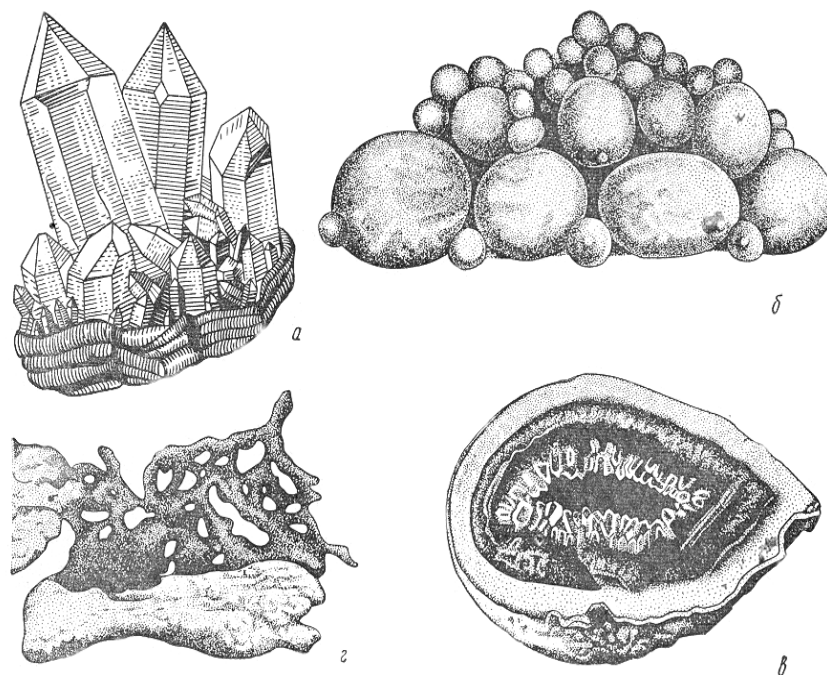


Рисунок 1.6 – Форми мінеральних агрегатів

а – друза кристалів; б – кулеподібні конкреції фосфоритів; в – секреції кварцу і халцедону; г – дендрит самородної міді

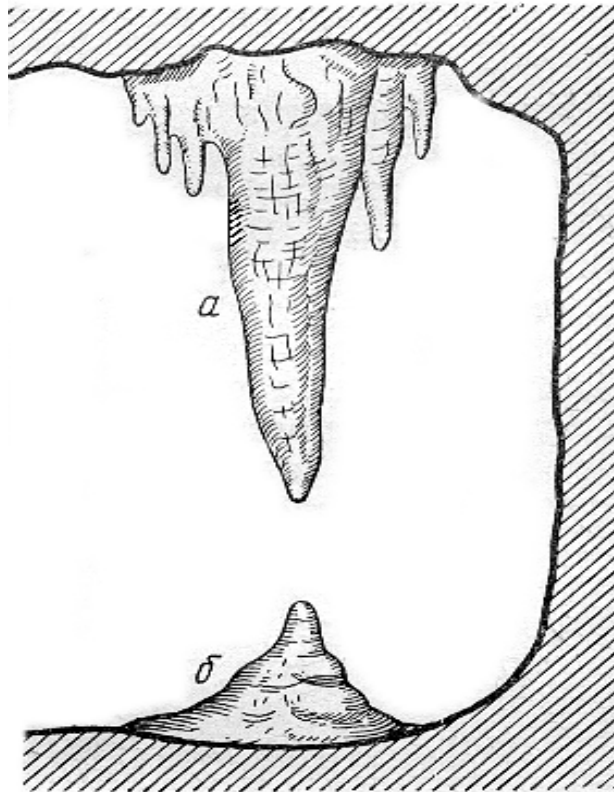
Ооліти - це кулькоподібні утворення радіально-променевої будови, що складені монокристальними голчастими індивідами, ріст яких проходив від центру до периферії як одноактний процес мінералоутворення.

Сфероліти на відміну від оолітів мають концентрично-зональну будову. При цьому, кожний шар луски відповідає окремій стадії кристалогенезу і має радіально-променеву будову. Наростання кожної луски супроводжується певною перервою у часі. Розміри сферолітів не перевищують 1 см в діаметрі.

Сталактити - бурулькоподібні натічні утворення, формування яких відбувається в пустотах різної величини та склепінні печер за рахунок відкладання матеріалу підземними водами, що стікають вниз. Ріст

сталактитів відбувається від склепіння вниз, аналогічно льодовиковим бурулькам (рис.1.7).

Сталагміти - це утворення, які формуються на підлозі печер в результаті розкристалізації мінеральних розчинів, що скачують з верхньої частини печер (рис. 1.7). Сталагміти ростуть знизу вгору, назустріч



сталактитам.

Рисунок 1.7 – Натічні форми

а – сталактит; б - сталагміт

При з'єднанні сталактитів і сталагмітів утворюються печерні колони, які отримали назву **сталагнатів**. Їх висота досягає іноді десятків метрів. Внутрішня будова сталагнатів, характер їх поверхні аналогічні сталактитам і сталагмітам.

Кожен з відомих мінералів характеризується певними фізичними властивостями. Головними з них є: густина, твердість, крихкість, пластичність, спайність, злам, забарвлення, блиск, прозорість, світлозаломлення, теплові властивості (теплове розширення, теплові

перетворення), електропровідність, піроелектрика, п'єзоелектрика, магнітність, радіоактивність тощо. На основі цих властивостей мінерали поділяються на класи.

Мінерали, що складають гірські породи земної кори, а також місячні породи і породи метеоритів, називаються основними породо- і рудотворними мінералами. Більша частина породотворних мінералів належить до класу силікатів, карбонатів, оксидів, хлоридів і сульфатів. За процентним відношенням в породі виділяють головні (основні) породотворні мінерали (понад 10%), другорядні (1-10%) і акцесорні (менше 1 %). Найбільш розповсюдженими породотворними мінералами є кварц, польові шпати, слюди, амфіболіти, піроксени, олівін, глинисті мінерали тощо.

За кольором розрізняють породотворні мінерали: світлі - кварц, польові шпати, фельдшпатоїди та інші; темноколірні - біотит, амфіболи, піроксени, олівін та інші. За складом головних породотворних мінералів виділяють: силікатні, карбонатні і галогенні гірські породи. За парагенезом породотворних мінералів виділяють різні типи гірських порід. Породотворні мінерали, які визначають найменування породи, називаються **кардинальними** (наприклад, кварц, мікроклін, олігоклаз в гранатах).

Всі мінерали групуються в 6 типів, кожний з яких за характером кислоти поділяють на відповідні класи.

Самородними елементами називається клас мінералів, хімічний склад яких відповідає хімічним елементам. Цей клас утворює самостійний тип. Серед самородних елементів розрізняють близько 80 мінералів, які представлені самородними металами, напівметалами і неметалами. Серед металів найбільше розповсюджені: Си, Au, Ag, Pt та платиноїди. Рідше зустрічаються самородні Bi, Sn, Hg. Досить рідкісні Pl, Zn, In. Відкрито також самородні Al, Cr, Cd, Co.

Тип сульфідів – це природні сірчані сполуки металів та деяких неметалів, які в хімічному відношенні розглядаються як солі сірководневої кислоти (H₂S). Головними елементами, які утворюють сульфідів, є: Fe, Zn,

Си, Мо, Ag, Hg, РЬ, Bi, Ni, Co, Мп, V, Ga, Ge, As, Sb. До типу сульфідів належать похідні H_2S , H_2Se , H_2Te . Серед них виділяють два класи: **клас моносульфідів** - галеніт, сфалерит, кіновар, піротин, пірит, марказит, молібденіт; **клас полісульфідів** - халькопірит, арсенопірит.

Тип оксидів і гідрооксидів – це клас мінералів представлений хімічними сполуками кисню з різними хімічними елементами, що нараховує близько 300 мінеральних видів. Найбільше розповсюджені природні оксиди Si, Fe, Mn, Al, меншою мірою - Си, U. Утворення природних оксидів пов'язане з різними геологічними процесами - ендегенними, екзогенними, метаморфічними. Важливе практичне значення природних оксидів визначається тим, що до них належать важливі рудні мінерали. Наприклад: магнетит, гематит, піролюзит, каситерит, ільменіт, рутил та інші мінерали, а також кварц, корунд, рубін, сапфір, ювелірні різновидності хризоберилу.

Тип солей кисневих кислот. До цього типу належить переважна більшість відомих мінералів земної кори, які залежно від кислоти (за рахунок якої вони утворились) поділяються на такі класи:

- 1) клас силікатів - олівін, гранати, циркон, топаз, каолінит, ніфелін;
- 2) клас боратів - борацит;
- 3) клас фосфатів - апатит, бірюза;
- 4) клас карбонатів - кальцит, магнезит, доломіт, малахіт;
- 5) клас вольфраматів - шеєліт, вольфраміт;
- 6) клас сульфатів - ангідрит, барит, гіпс;
- 7) клас нітратів - натрієва селітра, калієва селітра.

Тип галоїдів. До цього типу належать солі галоїдних кислот (HF , HCl , HBr та HI), в яких водень заміщується лужними або лужноземельними металами, або Си, Pb, Ag, Hg і Mn. З кристалохімічної позиції - це характерні сполуки з координаційним типом зв'язку. В даному типі виділяють два класи:

- 1) клас фторидів - флюорит;
- 2) клас хлоридів - галіт, сильвін.

Тип вуглеводневих (органічних) мінералів. До цього типу належать солі органічних кислот, бітуми і смоли. З огляду кристалохімії - це молекулярні сполуки із залишковим типом зв'язку. В даному типі виділяють такі класи:

- 1) клас твердих вуглеводнів - озокерит;
- 2) клас ліптобіолітів (викопних смол) - бурштин.