

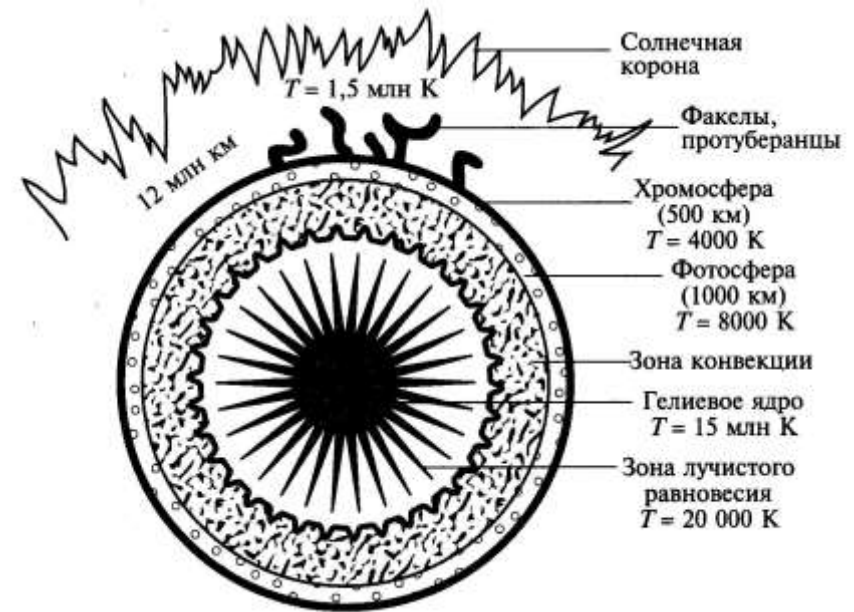
Напрямок підготовки “гірництво”
Курс геології.

Тема 2. Земля у космічному просторі.

Сонячна система.

- Радіус сонячної системи 5,917млрд.км. В центрі системи знаходиться Сонце, в якому зосереджено 99,866% всієї маси Сонячної системи. Крім того, в системі нараховується 9планет, 60 їх супутників, 100000 астероїдів або малих планет та 1011комет.
- Сонце має діаметр1,4млн.км, масу $1,98 \cdot 10^{33}$ кг, густину $1,4\text{г/см}^3$. В структурі Сонця розрізняють внутрішню частину(гелієве ядро) з температурою 15млн.К , далі розташована зона променистої рівноваги(фотосфера) товщиною 1000 км і з температурою 800К на глибині 300 км та 4000К в верхніх верствах. Зовнішню частину сонячного диску становить хромосфера протяжністю 10-15тис. км з температурою 20 000К.Вище розташована сонячна корона потужністю 12-13млн.км з температурою 1500000К.В хромосфері відбуваються сполохи, викиди речовини, що підтримуються сильними магнітними полями активних областей Сонця. До складу Сонця входять водень, який складає 73%, і гелій-25% за масою. На решту -2%- припадають більш важкі елементи

Внутрішня структура Сонця



Меркурій

Материкова територія з масою метеоритних кратерів



Меркурій має діаметр 4880 км, діаметр ядра 3600 км. Ядро оточене мантією товщиною 640 км. Маса Меркурію 1/18 маси Землі ($3,3 \times 10^{23}$ кг).

За будовою поверхні Меркурій нагадує Місяць: є гігантські кратери діаметром до 1300 км, але є й відмінні риси - наявність уступів-ескарпів висотою до 2000 м і протяжністю в сотні й тисячі кілометрів. Ядро є металічним, мантія силікатна. Збагачена важко плавкими елементами.

Атмосфера відсутня.

Венера (вид з космосу)

Це фото було отримано 6.02.1974 р. "Маринером-10" з відстані 720000 км.
Хмарність простягається угору на висоту 65 км над поверхнею планети.



Венера має радіус 6050 км. Маса Венери $4,96 \times 10^{24}$ кг. Внутрішня будова аналогічна земній, планета має рідке ядро, мантію та кору з гірських порід.

Атмосфера її в 90 разів щільніша за земну. Склад атмосфери: CO_2 -97%, азот-2%, інші гази-1%. Ці умови несприятливі для існування води.

На Венері немає магнітного поля.

Характерною рисою є відображені в рельєфі тектонічні форми, а також елементи вулканічного походження

Кам'яниста поверхня Венери

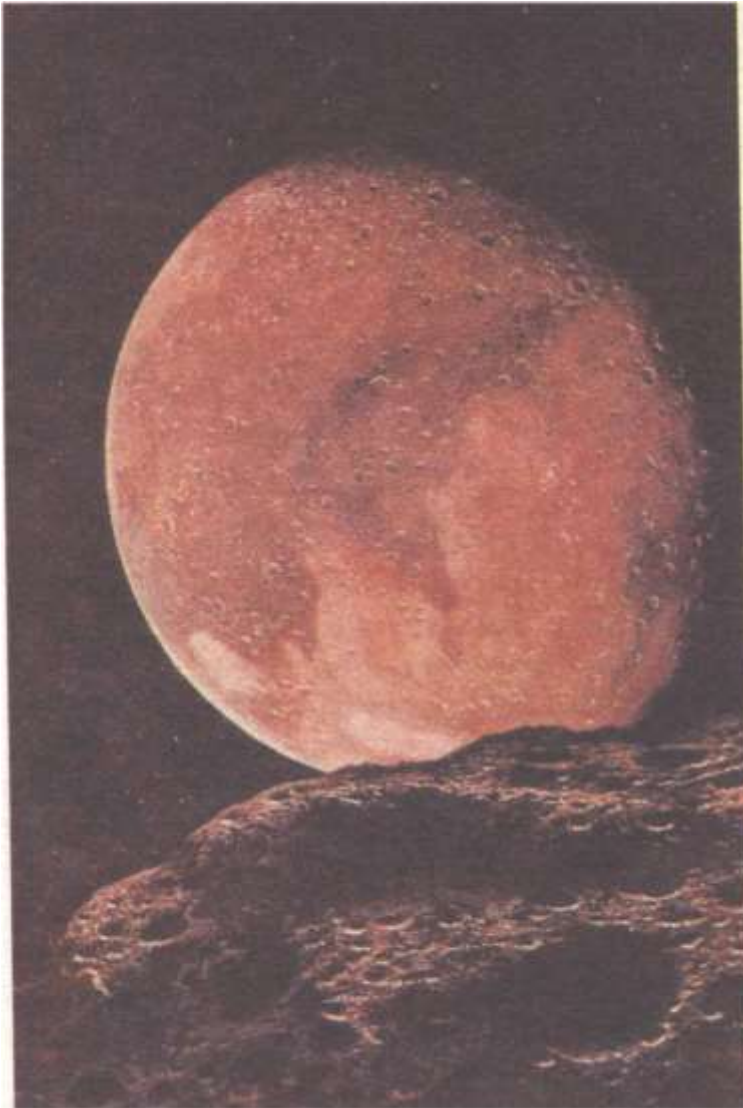


„Венера-9”



„Венера-10”

Марс над поверхнею свого супутника Деймоса



Марс має діаметр 6776км і масу $6,4 \times 10^{13}$ кг (0,108 маси Землі), складається з мантії (перидотит, олівін, піроксен) до глибини 1600км, ядра з магнетиту, зовнішня оболонка якого до глибини 1700-1500км знаходиться в розплавленому стані і складається з Fe-S-O.

Атмосфера розріджена, тиск на поверхні Марсу в 170 разів менше земного. У складі атмосфери переважає вуглекислий газ (75%), міститься також вода і чадний газ. Вода на поверхні Марсу зосереджена у вигляді льоду під шаром порід.

Марс-тектонічно активна планета не тільки в минулому, але й зараз.

Тектонічна активність проявилась в двох видах:

- 1) у створенні великих структурних елементів типу грабенів, рифтів, тріщин, скидів;
- 2) у вулканічній діяльності.

Вражають особливості рельєфу Марсу-гора олімп майже втричі вища за Еверест. Діаметр підніжжя вулкану 500км. Відомі також каньйони, які неможливо порівняти з будь-якими земними формами

Форма і розміри Землі.

були обчислені російським геодезистом А.Ізотовим в 1940р.

Виведена ним фігура пізніше отримала назву еліпсоїда Красовського.

Обчислені за допомогою космічних апаратів основні параметри по еліпсоїду Красовського такі: екваторіальний радіус 6378,245км; полярний радіус 6356,863 км.

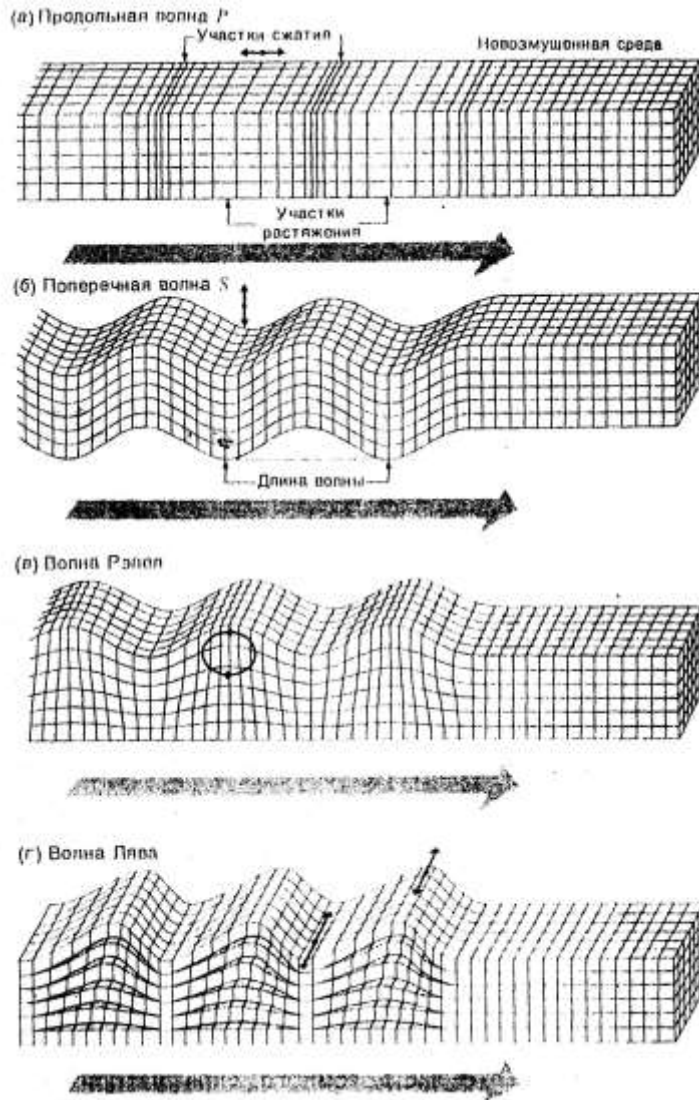
Площа поверхні Землі складає 510 млн.км²; об'єм - $1,083 \times 10^{12}$ км³; маса $5,976 \times 10^{27}$ кг .

Методи вивчення внутрішньої будови Землі.

Досліджувати внутрішню будову Землі можна, виконуючи спостереження у різноманітних гірничих виробках та за допомогою буріння свердловин і драгування (в океанах). Так, найглибші кар'єри сягають глибин 500-700м: залізорудний „Качарський” в Казахстані має глибину 720м, а „Бінгем-Каньйон” в США-740м. Ще глибше занурюються шахти: золоторудні „Іст-Ранд” в ПАР на глибину 3500м, а „Колар” в Індії -3300м; „Октябрьський рудник” по видобутку мідно-нікелевої руди в Росії на півострові Таймир має глибину до 1200-1600м, вугільна шахта ім. Скочинського в Україні на Донбасі -1200м. Однак цих знань недостатньо: вони дають уявлення лише про верхні верстви Землі. Нові відомості про будову земної кори вдалось отримати за допомогою надглибокого буріння. Так, Кольська свердловина сягнула глибини понад 12 км і змінила уявлення геологів про деякі особливості будови верхніх верств Землі.

Найважливішим методом пізнання внутрішньої будови Землі є **сейсмічні методи**. Сейсмічна розвідка являє собою комплекс методів дослідження геологічної будови земної кори, який оснований на вивченні поширення пружних хвиль, збуджених штучно(вибух, удар) або землетрусом. На межах, що розділяють гірські породи різного складу, пружні хвилі відбиваються, заломлюються і частково повертаються до поверхні землі. Вивчаючи час і швидкість поширення хвиль, їх амплітуди, форму сигналу, характер коливань ґрунту, на якому встановлені сейсмоприймачі – приймачі коливань, можна визначити глибину залягання і форму границь в середовищі. Кут їх падіння та інші характеристики геологічного середовища.

Типи сейсмічних хвиль



Хвилі , що виникають при вибухах можна звести до кількох типів.

- Поздовжні хвилі, або P-хвилі, - це просто звукові хвилі, які поширюються в середині Землі. Частиці речовини, крізь яку проходять ці хвилі, коливаються назад і вперед у напрямку руху хвилі. Швидкість поздовжніх хвиль розраховують за формулою:

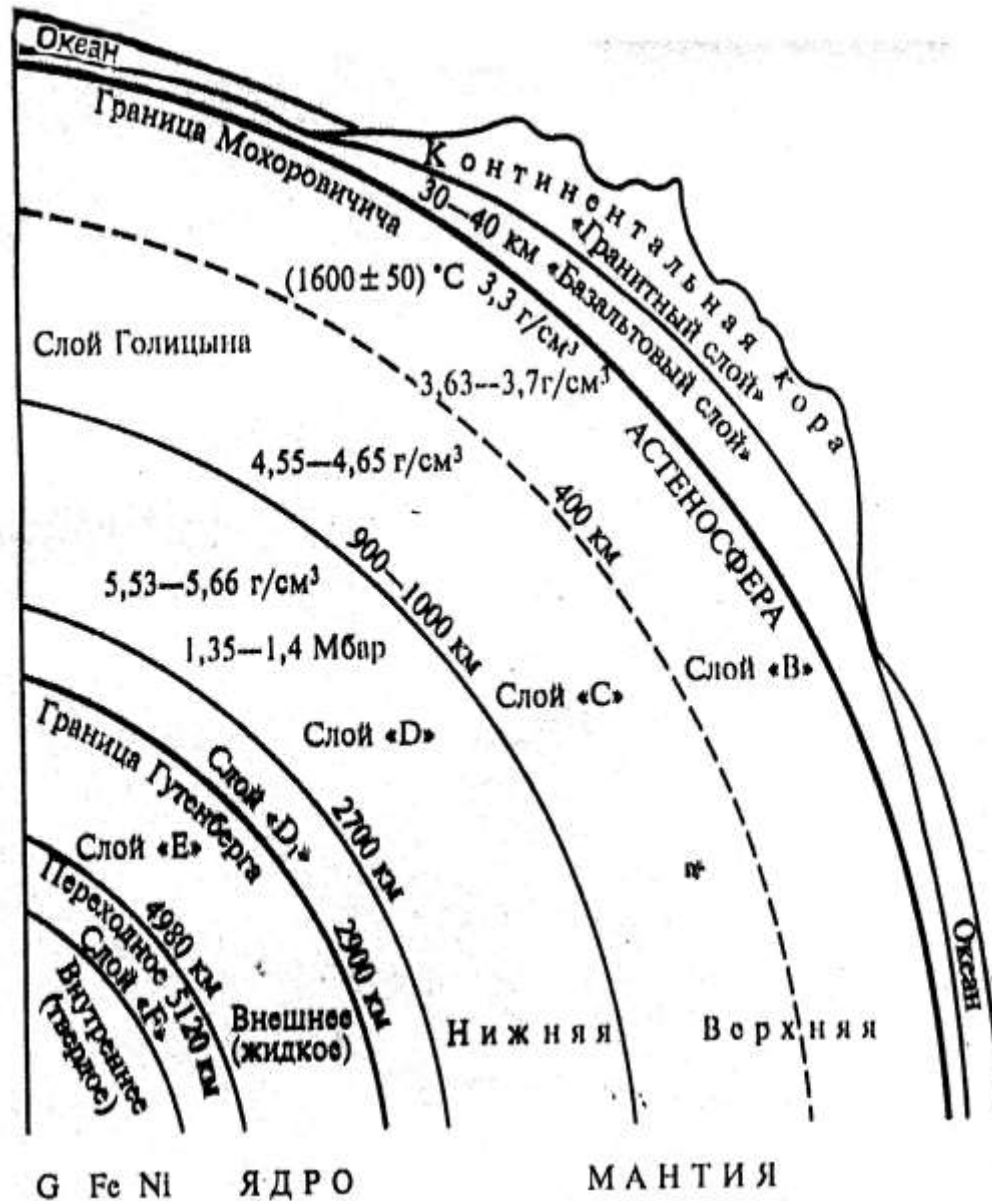
$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}}$$

де K – об'ємний модуль пружності, або модуль всебічного стискання, який визначає величину напруги(тобто силу, яка діє на одиницю площі), необхідної, щоб стиснути матеріал до меншого об'єму; μ –модуль пружності другого роду або модуль зсуву, що визначає величину напруги , необхідної, щоб змінити форму тіла, складеного з даного матеріалу; ρ – густина речовини.

- Поперечні хвилі, або S-хвилі, - це хвилі, при проходженні яких частки речовини коливаються перпендикулярно напрямку поширення хвилі. На відміну від попередніх, вони не можуть розповсюджуватись в рідині. Швидкість поперечних хвиль розраховують за формулою:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Будова Землі



Земна кора

Земна кора(шар А) – це тверда верхня оболонка Землі. Її потужність коливається від 5-20 (12) км під водами океанів до 30-40 км в рівнинних областях та до 50-75 км в гірських регіонах. На материковому схилі на глибині 2,5 км континентальна кора виклинюється. За будовою розрізняють два основних типи земної кори: континентальний та океанічний, та два перехідних типи: субконтинентальний та субокеанічний.

- Континентальна кора складається з трьох шарів. Верхній шар представлений осадовими гірськими породами, тому його називають *осадовим*. Потужність його від 0 на щитах до 15-20км в глибоких платформених западинах і прогинах перед гірськими спорудами. Швидкості сейсмічних хвиль V_p (поздовжніх) в цьому шарі становлять 3,5-5,5км/с. Друга верства складається на 50% гранітами і на 40% - гнейсами, а решта – в різному ступені метаморфізовані породи. Цей шар називають *гранітогнейсовим*. Швидкості сейсмічних хвиль V_p складають тут 5,5-6,2км/с. Нижче (на глибині 10-30км) розташований так званий *шар Конрада*, на якому швидкість цих хвиль становить 6,5-7,8км/с. Третій, нижній шар називають *базальтовим*, оскільки за значеннями швидкостей сейсмічних хвиль V_p (6,6-7,4км/с) та за хімічним складом він ближче всього до базальтів. Існують різні уявлення про його склад. Висловлюється гіпотеза, що цей шар складений інтрузивними породами типу габро, а також сильно метаморфізованими породами тик амфіболітів або гранулітів. Потужність цієї верстви 15-35км.
- Океанічна кора раніше розглядалась як двошарова модель. Однак на підставі новітніх досліджень океанічна кора також має тришарову будову. Її загальна потужність становить 5-12км і в середньому складає 6-7км. Верхній шар океанічної кори - *осадовий*. Це дуже тонкий шар, який складається з різних за генезисом осадків та осадових утворень, значна частина яких знаходиться в пухкому стані і насичена водою. Максимальна потужність цього шару складає 1км. Другий океанічний шар складений (за даними підводного буріння) переважно базальтами з прошарками карбонатних та кременистих порід. Потужність цього шару складає від 1-1,5км до 2,5-3км. Швидкість сейсмічних хвиль V_p складає тут 4,5-5,5км/с. Третій шар буріннях ще не розкритий. На підставі геофізичних даних та результатів драгування, вважають що він складений магматичними породами типу габро з присутністю ультраосновних порід (типу перидотитів, піроксенітів), або зі слабо серпентизованих ультраосновних порід. Його потужність - 3,4-5км. Швидкість сейсмічних хвиль тут становить 6,0-7,7км/с.
- Субконтинентальний тип земної кори за своєю будовою близький до континентального. Він поширений в областях острівних дуг та на окраїнах материків. В межах Курильської острівної дуги розрізняють перший осадово-вулканогенний шар потужністю 0,5-5,0км. Під ним розташований другий шар. Він представлений так званими островодужними гранітно-метаморфічними товщами і має потужність до 10км. Третій базальтовий шар в залежності від потужності шарів, що залягають вище, залягає на глибинах 8-15км. Його потужність також мінлива - 15-40км.
- Субокеанічний тип земної кори приурочений до котловин окраїнних та внутрішньоконтинентальних морів(Охотське, Японське, Середземне, Чорне). За своєю будовою цей тип близький до океанічного, але відрізняється від нього підвищеною потужністю осадового шару, в деяких випадках його потужність перевищує 10км.
- Нижньою межею земної кори вважають *поверхню Мохоровичича*(скорочено - поверхню Мохо або М), на якій швидкість сейсмічних хвиль V_p стрибкоподібно зростають до 7,9-8,2км/с. Це пов'язане зі змінами речовинного складу з глибиною, з пре доходом від гранітів та основних порід земної кори до основних порід верхньої мантії Глибина залягання цієї поверхні від 5-10км під океанами до 20-90км під континентами.

Мантія

Мантія Землі поширена над земною корою на глибинах від 410 до 2900 км від поверхні. Її поділяють на дві частини - **верхню(шари В та С)**, які поширюються до глибин відповідно 410 та 900-1000км; та **нижню(шари D , D1)** – до глибин 2000-2900км. Шар В(його також називають шаром Гутенберга) являє собою літифіковану мантію. В верхніх 30 км мантії під серединно-океанічними хребтами, що розсуваються, лерцолітовий^[1] матеріал, з якого складається вся мантія, зазнає плавлення. Як залишкові породи утворюються гарцбургит та дуніт(ультраосновні породи, збагачені на олівін). В інших частинах Землі лерцоліт зазнає лише часткового плавлення і утворюються лужні базальти. Швидкість сейсмічних хвиль V_p становить в шарі **В** 7,9-9,0 км/с. В шарі **В** сейсмічними методами встановлено шар відносно менш щільних, „розм'якшених” пластичних гірських порід. Він називається *астеносферою* . В астеносфері відбувається зниження швидкостей хвиль V_p до 7,5км/с. Астеносферний шар розташовується на різних глибинах . Під континентами від залягає на глибинах від 80-120км до 200-250 км, а під океанами від 50-60км до 300-400км. В'язкість астеносферного шару змінюється як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках. Вважають , що на глибині 410км відбуваються фазові зміни речовини, при яких складові лерцоліту - олівін перетворюється в шпінелеву структуру, а піроксен - в перовськітову:

$MgSiO_4$ (олівін) \rightarrow $MgAl_2O_4$ (шпінель) \rightarrow $SrPbO_4$

$MgSiO_3$ (піроксен) \rightarrow $FeTiO_3$ (ільменіт) \rightarrow $CaTiO_3$ (перовськіт)

Твердий надастеносферний шар мантії разом з земною корою називається літосферою. Нижче астеносфери швидкість поздовжніх сейсмічних хвиль різко зростає і становить на глибинах 900-2000км 11,3-11,4км/с. Тут зростає густина речовини і утворюються суміші з комплексів сполук типу $MgAl_2O_4$ та $MgSiO_3$ в структурах кальцієвого фериту та перовськіту відповідно.

Середня мантія(**шар С, або шар Голіцина**) простягається до глибини 900-1000км, швидкості хвиль V_p зростають до 9-11,4км/с.

Нижня мантія (**шари D , D1**) простягається до глибини 2000-2900км. Тут спостерігається поступове зростання швидкості сейсмічних хвиль V_p у шарі **D** (до 13,6км/с) і деяке зниження швидкостей у шарі **D1**. На глибині 2900км знаходиться поверхня Віхерта-Гутенберга, яка відокремлює мантію від ядра.

Ядро Землі

- Нижче розміщене ядро Землі, яке поділяється на зовнішнє (шар E), перехідне(шар F) та внутрішнє (шар G). Зовнішнє ядро розташоване на глибині 2900-4980км, перехідне - на глибині 5120км, а внутрішнє знаходиться нижче 5120км. Швидкість поширення хвиль V_p в зовнішньому ядрі становить 8,1-9,5км/с, поперечні хвилі крізь нього не проходять : воно є рідким. Тут відбувається конвективний рух і воно є джерелом магнітного поля Землі. Магнітне поле виникає внаслідок того, що ця частина ядра має у своєму складі 80% Fe, 12% S та 2% - Ni, тут відбувається циркуляція магнітних струмів. Ці струми в присутності слабкого магнітного поля, що їх викликає, створюють постійне магнітне поле, яке генерується магнітним динамо.
- Нижче знаходиться **перехідний шар** , де швидкості хвиль V_p зростають до 10,0-11,5км/с. Це твердіюча верства .
- **Внутрішня частина ядра** складається з залізо-нікелевого сплаву(80% Fe та 20% - Ni). Швидкість сейсмічних хвиль V_p практично постійна та складає в ньому 11,5км/с. Воно пропускає поперечні хвилі. Речовина ядра знаходиться в твердому стані.

Агрегатний стан та фізичні властивості Землі

Густина та тиск. Середня густина Землі, за гравіметричними даними, складає $5,52\text{г/см}^3$. Густина гірських порід, які складають земну кору, коливаються від $2,4$ до $3,4\text{г/см}^3$. В середньому густина гірських порід прийнята $2,8\text{ г/см}^3$. При співставленні цієї величини з середньою густиною Землі, передбачається значне збільшення густини земної речовини в мантії та ядрі.

Згідно розрахунків, в надастеносферній частині мантії безпосередньо нижче границі М густина порід значно вища, ніж в земній корі, і складає $3,3-3,4\text{г/см}^3$. В основі нижньої мантії на глибині 2900км густина сягає $5,6-5,7\text{г/см}^3$. При переході від мантії до ядра відбувається різкий стрибок густини до 10г/см^3 . Потім до центру Землі густина поступово підвищується до $11,5\text{г/см}^3$. У внутрішньому ядрі густина сягає $12,5-13,0\text{ г/см}^3$. суттєві зміни густини відбуваються на сейсмічних розділах на межі між земною корою та верхньою мантією та між нижньою мантією і зовнішнім ядром.

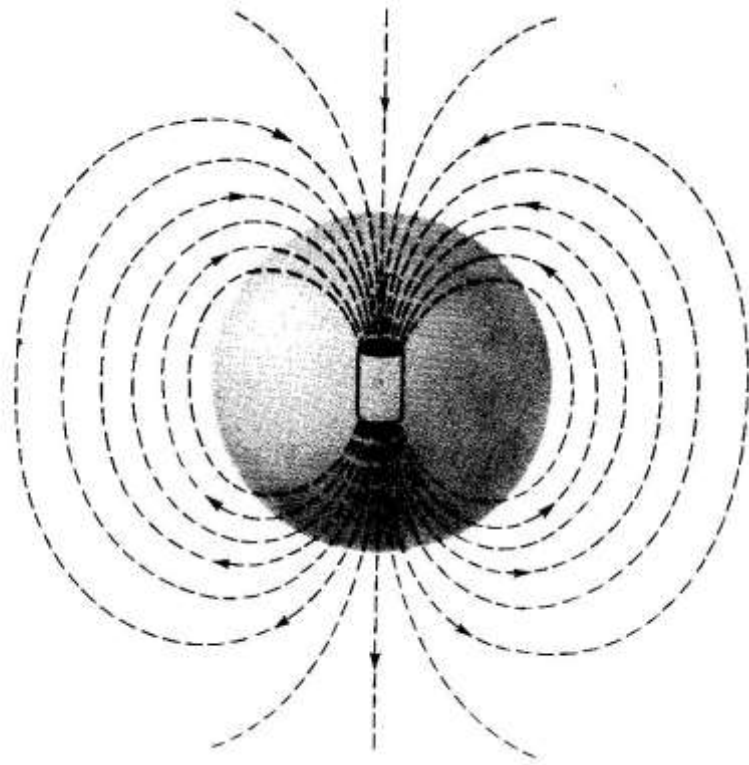
Відповідно до наведених даних щодо густини тиск на різних глибинах складає:

Глибина, км	40	100	400	1000	2900	5000	6370
Тиск, ГПа	1,0	3,1	14,0	35,0	137,0	312,0	361,0

Магнітне поле Землі

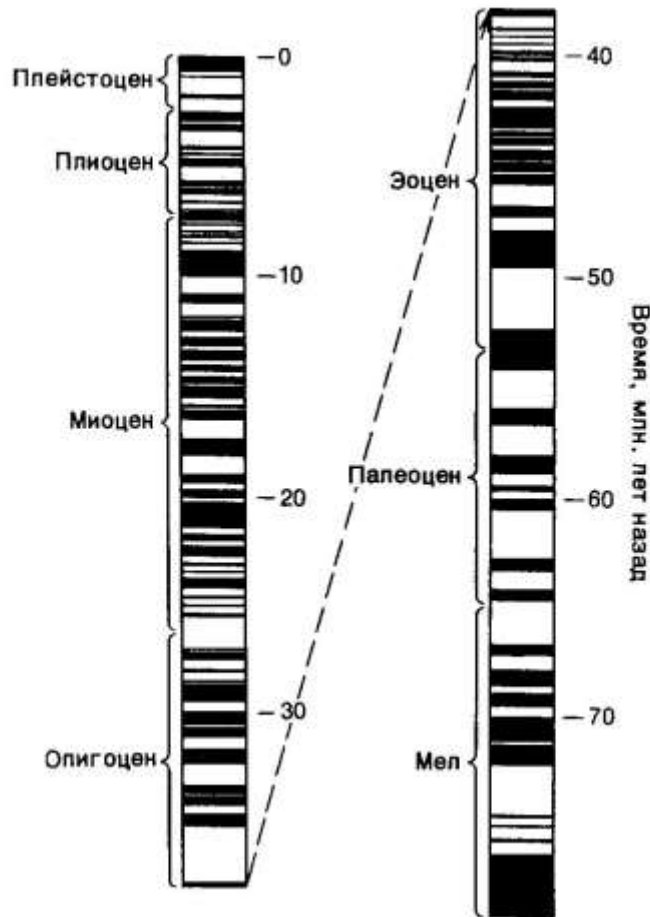
- **Магнітне поле Землі** являє собою гігантський магніт з силовим полем навколо нього. Геомагнітне поле дипольне. Магнітні полюси Землі зараз розташовані поблизу географічних полюсів, але не співпадають з ними. Північний магнітний полюс знаходиться в Антарктиді. Поблизу Південного Географічного , а Південний – поблизу Північної Гренландії біля Північного Географічного полюсу. Між географічним та магнітним полюсами утворюється деякий кут(приблизно $11,5^\circ$) який називається магнітним схиленням.
- Розрізняють також магнітне нахилення, яке визначають як кут між магнітними силовими лініями та горизонтальною площиною. Магнітне схилення, встановлене за напрямком магнітною силовою лінії , визначається кутом відхилення магнітної стрілки компаса від географічного меридіану. Лінії , що з'єднують на карті точки з однаковим схиленням, називаються ізогонами. Схилення може бути східним та західним. Магнітне нахилення визначається кутом нахилу магнітної стрілки до горизонту. Найбільше нахилення спостерігається поблизу магнітних полюсів.

Магнітне поле Землі.



У першому наближенні магнітне поле Землі нагадує поле сильного стрижневого магніту, який знаходиться в центрі Землі. Стрілки показують напрямки силових ліній. Кут перетину такої лінії з земною поверхнею називається нахилом магнітного поля. Таким чином, на екваторі воно дорівнює 0° а біля магнітних полюсів диполя - 90°

Магнітне поле Землі



Хронологічна шкала змін полярності дипольної складової магнітного поля землі впродовж останніх 80 млн. років. Чорні інтервали - "нормальний" напрямок магнітного поля (має той же знак, що і сучасне поле), білі - протилежний напрямок. Процес обігу поля займає до 104 років, але після кожної інверсії магнітне поле зберігає свою полярність приблизно 10^5 - 10^6 років.

Теплове поле Землі визначається переважно двома джерелами: 1) сонячним теплом і 2) теплом, яке генерується в надрах планети і виноситься на її поверхню тепловим потоком. Найбільшу кількість енергії Земля отримує від Сонця, але не набагато менше її випромінюється назад в космічний простір. Від Сонця на Землю потрапляє $4,2 \cdot 10^{24}$ Дж/рік. Приблизно $1/3$ цієї енергії розсівається. На 1 см^2 земної поверхні за рік припадає 703 кДж , з яких 234 кДж поглинається атмосферою, а 469 кДж надходить на поверхню літосфери і гідросфери. Ділянка поверхні площиною 1 см^2 , перпендикулярна до променів Сонця, отримує за 1 хв $8,2 \text{ Дж}$ тепла. Ця величина є сонячною постійною. Під земною поверхнею вплив сонячної теплоти знижується, в результаті чого на невеликій глибині розташований *пояс постійної температури*, який дорівнює середньорічній температурі даної місцевості. Глибина знаходження поясу постійних температур в різних районах коливається від кількох метрів до 30 м .

Нижче пояса постійної температури важливе значення набуває внутрішня тепла енергія Землі. Вважають, що причиною виникнення теплового потоку з надр Землі є гравітаційна сепарація речовини в мантиї та ядрі, викликана перерозподілом речовини за густиною та радіоактивний розпад, що відбувається в надрах Землі. Останнє джерело є найбільш суттєвим: хоча в мантиї вміст радіоактивних елементів нижче, ніж в земній корі, але загальна маса мантиї величезна. Внаслідок цього її теплогенерація досить велика, щоб створити тепловий потік. Крім того, певна кількість тепла виділяється і в ядрі. Вона пов'язана з розпадом радіоактивного ізотопу ^{40}K або зі зростанням внутрішнього ядра.

Для підтримки теплового потоку крізь поверхню Землі, що спостерігається нині, потрібна тепло генерація в усьому об'ємі мантії приблизно $0,03 \text{ мкВт/м}^3$.

Деякі дані про тепловий потік

Тепловий потік	Середнє значення для материків, Вт/м^2	Середнє значення для океанів, Вт/м^2	Повний потік, Вт/м^2
Через земну поверхню	$53 \cdot 10^{-3}$	$62 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{13}$ $4 \cdot 10^{13}$
Через поверхню М	$28 \cdot 10^{-3}$	$57 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{13}$
Через границю ядра і мантії			$(0,4 \div 1,6 \cdot 10^{13})$

Оцінки вмісту радіоактивних елементів та їх тепло генерації.

	Уран, млн. ⁻¹	Торій, млн. ⁻¹	Калій, %	Повна тепло генерація, мкВт/м^3
Середня континентальна кора	1,6	5,8	1,7-3,0	1,0-1,1
Середня океанічна кора	0,9	2,7	0,4	0,5
Невиспажена мантія	0,015	0,08	0,1	0,02

Найбільш достовірні дані про зміну температури з глибиною можна отримати шляхом безпосередніх вимірювань в шахтах та свердловинах.

Геотермічний градієнт показує зміну температури на одиницю глибини, в середньому для Землі він дорівнює 3°C на 100м.

Геотермічний ступінь – це інтервал глибини, в якому температура змінюється на 1°C , середнє його значення становить 33м.

Найменший градієнт відмічений в Південній Африці (6°C на 1 км). Йому відповідає геотермічний ступінь 167м. В кольській надглибокій свердловині на глибині 11км зафіксована температура 200°C , що відповідає геотермічному ступеню 19-20м.

- Геотермічний ступінь тут відповідно дорівнює 6,7м. Для району оз.Онтаріо(Канада) геотермічний ступінь дорівнює 122,6м, для м. Пршібрам(Чехія)- 65,8м, в Донбасі 32,6м, поблизу Харкова 58,6м, Борислава -41,6м, Дніпродзержинська -19,2м.

Отже зміни температури з глибиною відбувається внаслідок таких причин:

- зміни теплопровідності порід в зв'язку з особливостями геологічної будови.
- відмінності значень теплового потоку, що визначається кількістю тепла, яке надходить з надр.
- характеру хімічних реакцій, що відбуваються в гірських породах;
- близькості не застиглих магматичних вогнищ;
- характеру залягання гірських порід в земній корі;
- концентрації радіоактивних елементів в гірських породах

Гравітаційне поле Землі.

Навколо Землі існує поле тяжіння, зумовлене її масою. Дослідженнями виявлено його неоднорідність на поверхні планети. Виміряні за допомогою гравіметрів значення прискорення вільного падіння поступово змінюються від полюсів до екватора від 983,235 до 978,049см/с² , тобто відрізняються на 0,5%. За еталон прискорення вільного падіння прийнято його значення поблизу німецького міста Потсдам (981,274см/с²).

Значення прискорення вільного падіння залежить від таких причин:

- від положення місця виміру над рівнем моря . Чим далі воно знаходиться від центру Землі, тим більше відцентрова сила і менше сила тяжіння;
- від широти місцевості;
- від присутності більш щільних мас, які обумовлюють додатні аномалії, або менш щільних мас – від'ємні аномалії;
- від будови Землі.

- Зміни прискорення вільного падіння g з глибиною

Глибина, км	$g, \text{см/с}^2$
0	982
33	985
400	997
800	999
1200	991
1800	985
2900	1037
4000	762
5000	452
6000	126
6370	0