

2.4. Фізичні властивості та хімічний склад Землі

Наша планета, як і всі природні тіла, характеризується певними фізичними властивостями та хімічним складом, від яких, як це буде показано нижче, 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.

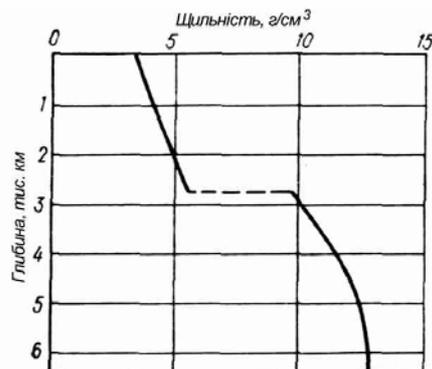


Рис. 2.17. Характер зміни величини щільності в середині Землі (за М.С. Молоденським)

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 покрівлі верхньої мантії, нижче межі Мохоровичича, щільність порід

становить 3,3-3,4 г/см³, а в низах нижньої мантії – приблизно 5,5-5,7 г/см³. Верхня межа зовнішнього ядра характеризується щільністю речовини 9,7-10,0 г/см³, а з глибиною вона зростає до 11,0-11,5 г/см³ і у внутрішньому ядрі становить 12,5-13,0 г/см³ (рис. 2.17).

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 гал = 1 см/с²) і вимірюється спеціальними приладами – гравіметрами. За даними визначення сили



Рис. 2.18. Прискорення сили тяжіння в середині Землі (за В.О. Магніцьким)

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 982 гал. При цьому в межах екватора становить 987 гал, а в напрямку до полюсів зростає до 983 гал. Зміна величини прискорення сили тяжіння спостерігається і з глибиною. Максимального значення (близько 1037 гал) вона досягає біля подошви нижньої мантії (рис. 2.18). 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. 2.3).

Таблиця 2.3.

Тиск в 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 $11,5^\circ$, який називається **магнітним схиленням**. Іншими словами 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 схиленням 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 динамомашини, 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, титаноманетит, 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 палеоумов 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/см²с). Значення показника теплового потоку в цілому для планети є змінною величиною. В межах континентів ця величина знаходиться в інтервалі 0,9-1,2 мккал/см²с, збільшуючись до 2-4 мккал/см²с в гірських областях. Згідно з численними даними, її середні значення

становлять 1,4-1,5 мккал/см²·с. Високі теплові потоки спостерігаються також в районах проявлення сучасного вулканізму – в середньому 3,6 мккал/см²·с, а також у таких рифтових зонах як озеро Байкал тепловий потік якого змінюється від 1,2 до 3,4 мккал/см²·с. На значних просторах Світового океану величина теплового потоку знаходиться в межах 1,1-1,2 мккал/см²·с, зростаючи в районах серединно-океанічних хребтів до 1,8-2,0 мккал/см²·с, а в окремих місцях – до 6,7-8,0 мккал/см²·с. Така неоднорідність теплового потоку викликана, вірогідно, неоднорідністю внутрішніх процесів, які відбуваються в різних зонах планети.

Одним з джерел внутрішньої теплової енергії є радіогенне тепло, спричинене розпадом радіоактивних елементів таких як ²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th, ⁴⁰K та інші. 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 °С, – *геотермічною сходинкою*.

Геотермічний градієнт і, відповідно, геотермічна сходинка 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 відрізнятися майже у 25 разів і більше. Наприклад, в штаті Орегон (США) геотермічний градієнт складає 150 °С на 1 км, а геотермічна сходинка 6,67 м. Найменший градієнт зареєстрований в Південній Африці де його величина становить 6 °С на 1 км, геотермічна сходинка при цьому рівна 167 м. В свердловині закладені на Кольському півострові в геологічній будові якого беруть участь древні кристалічні породи, на глибині 11 км температура складала біля 200 °С, що відповідає геотермічній сходинці близько 20 м. Середній геотермічний градієнт, який приймається як еталон, становить 30 °С на 1 км, якому відповідає геотермічна сходинка 33 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 перерахунки. При постійній величині градієнта на глибині 100 км повинна складати 3000 °С. Проте, це розходиться з фактичними даними. Саме на цих глибинах періодично зароджуються магматичні осередки, які є джерелом лави з

максимальною температурою 1200-1250 °С. Враховуючи цей своєрідний термометр, можна вирахувати, що на глибині 100 км температура не перевищує 1300-1500 °С, 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 (20-30 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 геотермічної сходинки. 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 °С, а в перехідному шарі між зовнішнім та внутрішнім ядрами – 4300 °С, відповідно в межах внутрішнього ядра вона повинна бути ще вищою. Враховуючи зазначене можна припустити, що температура в ядрі Землі знаходиться в межах 4000-5000 °С.

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 (рис. 2.19). 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 поздовжні, так і поперечні сейсмічні хвилі, знаходиться в ефективно-твердому стані. При 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.

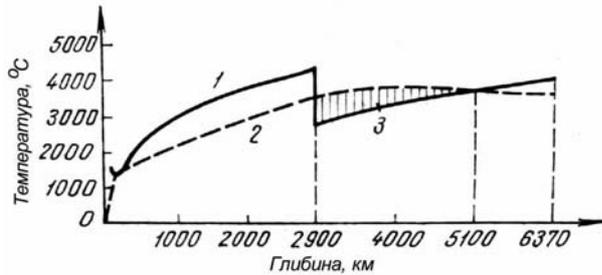


Рис. 2.19. Криві температури Землі та плавлення речовини (за Джекобсом)
 1 – крива температури плавлення речовини; 2 – крива температури Землі; 3 – область плавлення.

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 т.і. 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.М.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 сульфідні, а ще вище – легкі силікатні шлаки. Враховуючи також гіпотезу про утворення Землі з метеоритів, В.М.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.2.4).

Таблиця 2.4.
Середній хімічний склад Землі

Елементи	Хімічний склад, % :			
	за В.Рома-Мурті і Г.Холлі, 1970	за Р.Еанасі і Е.Андере, 1974	за Дж.Смітом, 1970	за О.Ферсманом, 1932
O	30,25	28,5	31,3	28,50
Fe	29,76	35,87	31,7	37,04
Mg	15,69	13,21	13,7	11,03
Si	14,72	14,34	15,1	14,47
S	4,17	1,84	2,91	1,44
Ni	1,65	2,04	1,72	2,96
Ca	1,64	1,93	2,28	1,38
Al	1,32	1,77	1,83	1,22
Na	0,30	—	—	0,52

З наведеної таблиці випливає, що до найпоширеніших хімічних елементів Землі належать O, Fe, Si і Mg, які складають більше 91% маси Землі. Друге місце за кількісним вмістом у земній речовині належить Ni, S та Al вони займають біля 7% 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***.

Запитання для самоконтролю

1. Яка будова Сонячної системи ?
2. Що таке метеорити, комети і астероїди ?
3. Які планети належать до планет-величів ?
4. Які форма та розміри Землі ?
5. Які є зовнішні геосфери Землі ?

6. *Яка внутрішня будова планети ?*
7. *Що таке межа Мохоровичича ?*
8. *Від чого залежить тепловий режим Землі ?*
9. *Що таке геотермічний градієнт і геотермічна сходинка ?*
10. *Що таке гравітаційне поле Землі і від чого воно залежить ?*
11. *Як змінюється хімічний склад Землі з глибиною ?*
12. *Який агрегатний стан речовини внутрішніх геосфер ?*