

А.Г. Дзюбайло, С.С. Монастирська, М.Р. Досвідчинська

ЗАГАЛЬНЕ ЗЕМЛЕЗНАВСТВО

(Навчальний підручник для студентів напряму підготовки 6.040106 „Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування”)

«Формули, цитати, тексти перекладів, ілюстрації, цифровий та інший фактичний матеріал і бібліографічні відомості перевірено, зауваження рецензентів ураховано

дата

прізвище

підпис

дата

прізвище

підпис

дата

прізвище

_____»
підпис

Дрогобич – 2013

УДК 502. 2: 524. 8 (075.8)

Рецензенти:

Богуцький Андрій Боніфатійович, професор кафедри геоморфології та палеогеографії Львівського національного університету імені Івана Франка, кандидат геолого-мінералогічних наук, професор;

Шелудченко Богдан Анатолійович, завідувач кафедри моніторингу навколишнього середовища та збалансованого природокористування Подільського державного аграрно-технічного університету, кандидат технічних наук, професор;

Петрук Василь Григорович, завідувач кафедри екології та екологічної безпеки Вінницького національного технічного університету, доктор технічних наук, професор.

**Рекомендовано Міністерством освіти і науки України як підручник
для студентів вищих навчальних закладів
(Лист №1/11-7635 від 25.04.25013 р.)**

А.Г. Дзюбайло, С.С. Монастирська, М.Р. Досвідчинська. Загальне землезнавство. Навчальний підручник для студентів вищих навчальних закладів. – Дрогобич: Коло, 2013. – 277 с.

Підручник підготовлений за матеріалами лекцій, прочитаних студентам біологічного та педагогічного факультетів Дрогобицького державного педагогічного університету імені Івана Франка протягом 2003 – 2013 років.

Підручник містить виклад основних положень загального землезнавства і буде корисним для студентів напрямів підготовки 6.040106 “Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування” та 6.010102 “Початкова освіта”.

Відповідальний за випуск: доцент кафедри екології, кандидат технічних наук Сеньків В.М.

*Рекомендовано до друку Вченою радою
Дрогобицького державного педагогічного університету
імені Івана Франка*

Редактор:

ВСТУП

Упродовж багатьох століть людство цікавилось походженням Землі і Всесвіту. Пізнання щодо формування і розвитку Землі пройшли шлях від логічного мислення античних учених до сучасних наукових гіпотез, теорій, ідей.

Землю, як планету, в цілому вивчає багато наук: астрономія і геодезія, геофізика і геологія, метеорологія. Однією з наук про Землю є землезнавство – наука про будову Всесвіту та довколишнє середовище людства – географічну оболонку.

На відміну від галузевих географічних наук, кожна з яких розглядає певний компонент, землезнавство охоплює загальні властивості і процеси, що об'єднують окремі геосфери в єдине утворення – географічну оболонку. Пізнання географічної оболонки як динамічної системи, її структури і просторової диференціації – завдання загального землезнавства.

Навчальний курс загальне землезнавство відповідає сучасній проблематиці науки і місцю, яке воно займає в науках про Землю і Космос. Концепція цього курсу зароджувалась у далеких 50 – 70-х роках минулого століття відомими вченими – географами С.В. Колесніковим і К.К. Марковим на основі вчення академіка А.А. Григор'єва про географічну оболонку і В.І. Вернадського про біосферу як природних утворень, не змінених трудовою діяльністю людського суспільства.

На сьогоднішньому етапі свого розвитку землезнавство, як наука, відіграє методологічно-просвітницьку роль, бо закладає у свідомості людини наукові уявлення про будову Всесвіту, що цікавлять людство повсякчас протягом всієї історії його розвитку, роль фундаментальної науки серед наук про середовище існування людини, оскільки вивчає закони організації, функціонування й історії розвитку географічної оболонки – біосфери і, нарешті, виконує роль загальної географії, адже характеризує теоретичні засади цілої низки відокремлених наук, певною мірою поєднуючи їх предметно і методологічно. Особливе місце у цьому плані займає глобальна екологія – прикладна галузь землезнавства, що

опановує управління навколишнім середовищем, використовуючи властиві лише землезнавству засоби комплексного впливу на глобальні географічні процеси та сучасні засоби пізнання: глобальний моніторинг, космічні та океанографічні спостережувальні системи за природними феноменами, що завдають людству шкоди тим більшої, чим вищим стає рівень цивілізації.

Посібник написано відповідно до змістовних модулів освітньо-професійної програми підготовки фахівців ОКР “Бакалавр” напрямів підготовки 6.040106 “Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування” та 6.010102 “Початкова освіта”.

РОЗДІЛ 1. ЗЕМЛЕЗНАВСТВО ЯК ГЕОГРАФІЧНА НАУКА, ЙОГО ЗАВДАННЯ НА СУЧАСНОМУ ЕТАПІ РОЗВИТКУ СУСПІЛЬСТВА

1.1. Мета, завдання та об'єкт загального землезнавства

На сучасному етапі розвитку суспільства важливе місце відводиться науці. Що ж таке наука і яке місце займає землезнавство як наука?

Отже, *наука* – це сфера людської діяльності, функції якої – вироблення і теоретична систематика об'єктивних знань про дійсність.

Основне завдання науки полягає в описі, поясненні і передбаченні (прогнозі) явищ об'єктивної реальності на основі відкритих нею законів і закономірностей. Кінцева *мета науки* – розробка і обґрунтування прийомів і способів раціонального керування цією об'єктивною дійсністю – як природними, так і суспільно-економічними процесами.

Сучасну науку умовно поділяють на три великі групи: *природничі, суспільні і технічні*. *Загальне землезнавство* – це розділ географічної науки, який в свою чергу відноситься до природничих наук. Загальне землезнавство вивчає загальні закономірності структури, складу, динаміки та розвитку географічної оболонки в цілому.

Мета загального землезнавства – вивчення загального структурного плану географічної оболонки, загальних шляхів і закономірностей її формування та розвитку.

Важливим завданням загального землезнавства є вивчення процесів взаємодії природи і суспільства з метою наукового обґрунтування раціонального використання природних ресурсів та охорони довкілля для збереження сприятливих умов життя людини.

Об'єктом вивчення загального землезнавства є *географічна оболонка* – оболонка Землі, в межах якої дотикаються, взаємопроникають і взаємодіють літосфера, атмосфера, гідросфера і біосфера (рис. 1).

Це є не що інше, як певне поєднання рельєфу, геологічних структур, повітря, клімату, водних мас, ґрунтового покриву і органічного світу.

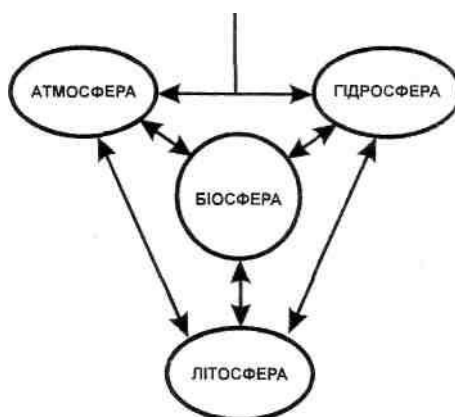


Рис. 1. Географічна оболонка [47]

Літосфера, або кам'яна оболонка (гр. *lithos* – камінь, *sphaiga* – куля) – верхній суцільний шар переважно кристалічних порід, який утворює поверхню Землі. Літосфера є ареною, на якій формувалась і розвивається природа.

Гідросфера (гр. *hydro* – вода) – водна оболонка Землі, під якою розуміють усі води планети. Оскільки вода в тому чи іншому стані на Землі є скрізь, то її з повним правом називають водною сферою, або оболонкою. Гідросфера займає майже 3/4 поверхні планети. Вона визначає особливості природи всієї Землі.

Атмосфера (гр. *atmos* – пара) – повітряна оболонка планети, яка складається із суміші газів і охоплює її суцільним шаром. Атмосферне повітря живить органічний світ. Атмосфера перерозподіляє вологу і тепло на Землі і захищає її від шкідливих впливів Космосу.

Біосфера (гр. *bios* – життя) – оболонка планети, в якій поширене життя. Вона також суцільна, оскільки жива речовина в різних формах розповсюджена по всій Землі. Вона є активним джерелом енергії в середовищі.

Кожна з цих сфер не існує окремо, а проникає одна в одну і всі створюють *речовину географічної оболонки* – те, з чого складається природа як єдине ціле. Природні тіла географічної оболонки мають різні фазові стани (рідкий, твердий і газоподібний), а також різні рівні організації (неживий, живий і поєднання живого та неживого, наприклад ґрунт). Усі хімічні

елементи, з яких складається Земля, входять у склад географічної оболонки. У географічну оболонку поступає як енергія Сонця і Космосу, так і енергія внутрішніх шарів (надр) Землі. Між частинами географічної оболонки відбувається обмін речовиною і енергією. Цей обмін проявляється у формі:

- атмосферної і океанічної циркуляції;
- руху поверхневих і підземних вод, льодовиків.

Цей обмін привів до такої важливої властивості географічної оболонки як цілісність.

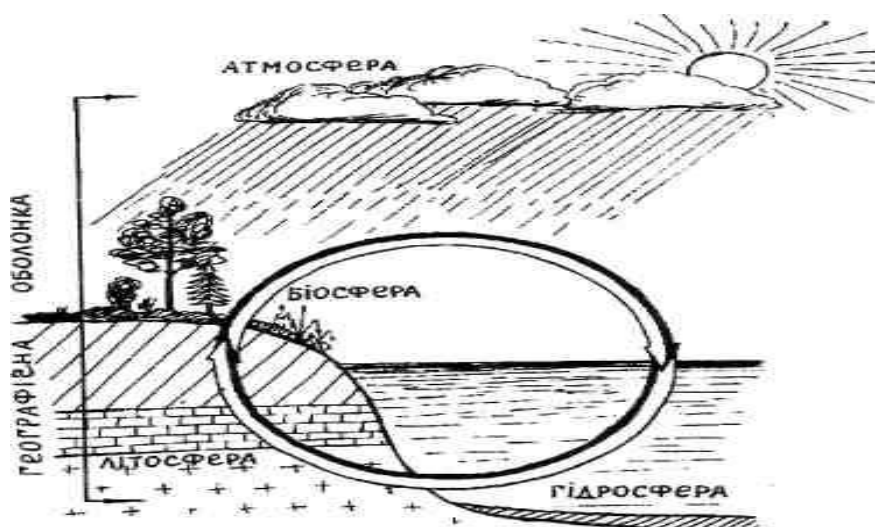


Рис. 2. Сфери географічної оболонки, їх єдність і взаємозв'язок [47]

Географічна оболонка служить колыскою життя. Лише на певному етапі її розвитку виникли живі організми як закономірний етап ускладнення матерії. Потім самі живі організми значно змінили обличчя географічної оболонки.

1.2. Коротка історія розвитку ідей загального землезнавства

Історія розвитку землезнавства сягає в сиву давнину. Уже з незапам'ятних часів люди цікавились таємничими явищами природи своєї місцевості. Уявлення їх про навколишній світ складалося поступово і передавались з покоління в покоління. До сьогодні дійшли уявлення

натурфілософів стародавнього Вавилону про *космогонію* (походження й розвиток небесних тіл та їх систем у Всесвіті). Вже тоді їм були відомі п'ять планет. Однак вони помилково вважали Місяць як найважливіше світило. Вавилоняни розробили поділ Екліптики відповідно до знаків Зодіаку (він актуальний і сьогодні), запровадили в практику шістдесяткову систему числення, яку покладено в основу кутової (градусної) та часової систем мір, та місячний календар, яким користуються деякі країни і до нині.

Значний внесок у подальший розвиток землезнавства внесли натурфілософи стародавнього Єгипту. Вони створили сонячний календар і використовували його для передбачення погодних змін. Значно розширили знання того часу про навколишній світ *фінікійці* і *карфагеняни* – відмінні мореплавці, жорстокі завойовники і торговці. На той час (доантичний період) вони добре орієнтувались за зорями і, таким чином, вільно плавали у відкритому морі, що для греків стало можливим лише через 1000 років.

Далі історію формування землезнавства як науки можна умовно поділити на декілька періодів.

1.2.1. Античне землезнавство

Загальне землезнавство як наука виникло у Стародавній Греції в VI-V століттях до н.е. Вже тоді Древньогрецькі вчені розглядали природу як єдине ціле. Основним методом науки цього часу був логічний аналіз.

Важливі наукові досягнення цього періоду:

- а) припущення Піфагора і обґрунтування Аристотелем кулеподібності Землі, наявності теплових поясів на земній поверхні;
- б) визначення Ератосфеном розмірів поверхні Землі;
- в) усвідомлення взаємодії “стихій” і т.д.

У цей час і зародився термін “географія”, який належить Ератосфену (276 – 194 рр. до н.е.). За заслуги у становленні і розвитку географії Ератосфена часто називають батьком географії.

До видатних людей цієї епохи відносяться:

Фалес Мілетський (приблизно 625 – 547 рр. до н.е.) перший займався вимірюванням і визначенням місцезнаходженням об'єктів на поверхні Землі.

Анаксимандр (610 – 540 рр. до н.е.) за допомогою гномона (сонячний годинник) визначав полудень, напрямок північ-південь, дні весняного і осіннього рівнодення. Він уперше намалював карту з використанням масштабу, в центрі якої містилася Греція, яку оточували відомі грекам землі Європи і Азії.

Геродот (484 – 425 рр. до н.е.) був чудовим мандрівником. Він здійснив подорожі узбережжям Середземного моря до південної Італії, плавав Чорним морем, досягнувши гирла Істри (Дунаю), а звідси подорожував долинами Дніпра і Дону. Побував у Вавилоні і Єгипті, плавав уверх по Нілу. Свої особисті спостереження відобразив у працях. Геродот вперше зміг правильно пояснити утворення дельти ріки Ніл. Він також установив зв'язок між температурою повітря і напрямком руху вітру.

Греки античного періоду не тільки подорожували сушею, а й плавали вздовж берегів Егейського і Середземного морів, добирались навіть до Атлантичного океану, складаючи примітивні географічні описи узбереж (перипли), які по суті, були лоціями, і відповідали потребам каботажного (прибережного) плавання.

Люди цього періоду уявляли собі Землю у вигляді диска, або точніше, у вигляді круглого випуклого щита, що омивається великою рікою, яка служить джерелом води на Землі. Обжиту Землю поділяли на три частини, назвавши їх Європа, Азія і Лівія (пізніше Африка). Поділ цей здійснювався Егейським морем на східну частину – Азія і західну – Європа. Границя між Азією і Лівією проходила Нілом. До наших днів відголоски цих поділів збереглися у Т-подібних, колесоподібних середньовічних картах. У цих картах сторони світу орієнтувалися сходом на північ, бо тут, за межами населеного світу, вважалося, був рай.

Серед учених-географів цього періоду виділяються також Посідоній (135 – 51 рр. до н.е.), Гіппоарх (II ст. н.е.), Страбон (64 – 63 рр. до н.е. – 23 – 24 рр. н.е.), К Птолемей (II ст. н.е.). Так, Гіппарху належить заслуга в розробці

теоретичних основ визначення місцеположення будь-якого пункту на земній поверхні, широтно-довготної сітки для поверхні Землі. Він винайшов *астролябію* – прилад для визначення широти, а також створив два види проекції зображення випуклої поверхні Землі на площині.

Страбон написав 18-томну “Географію”, в якій узагальнив різноманітні географічні відомості своїх попередників.

К. Птолемей ввів поняття про широту і довготу, зорієнтував карту північню до верхньої рамки. Разом з тим, складена ним карта відомого тоді світу з використанням неточних даних Посідонія про розміри земної кулі, спотворювала справжні розміри суші і океану. Та й його геоцентрична система світу була далека від дійсності.

За визначенням відомого географа А.Г. Ісаченка, в межах античної географії склалося три напрями знання, які і сьогодні мають важливе значення:

а) описово-краєзнавчий (або хорографічний у сучасному розумінні), представником якого був Страбон. Цей напрям продовжений у сучасній гуманітарній географії й проявляється в гуманітарній геоекології;

б) математико-географічний (Піфагор, Гіппоарх, Птолемей), що продовжується в сучасній картографії;

в) фізико-географічний (Ератосфен, Посідоній, частково Страбон). Цей напрям заклав підвалини вчення про географічну оболонку.

На думку географа А.Г. Ісаченка, період античної географії дав людству уявлення про:

- а) геоцентричну і геліоцентричну систему моделі Сонячної системи;
- б) уявлення про космос як певний порядок та про його саморозвиток;
- в) правильні оцінки розмірів та форми Землі.

1.2.2. Землезнавство Середньовіччя (III-XV ст. н.е.)

Цей період характеризується занепадом науки в Європі, обумовлений соціальними причинами і зміцненням ролі церкви. Тут панує учення космографа Кузьми Індікоплова (VI ст.) про чотирикутну форму Землі. А

науку античних мислителів підхопили на той час арабські вчені, зокрема хорезмський вчений Біруні (973 – 1048 рр.), який займався обчисленням розмірів Землі і йому вперше належить припущення про геліоцентричність світу. У цей період завдяки розквіту науки географії в арабському світі створюються обсерваторії, впроваджуються наукові новітні досягнення, проводяться дослідження. Так, у XI ст. у Багдаді й Дамаску було створено обсерваторії, а в Месопотамії та Сирії здійснено градусні вимірювання з застосуванням більш досконалих методів, ніж у Ератосфена. Ініціаторами всього цього стають і правителі тогочасного Сходу, які самі були освіченими людьми, видатними вченими.

В X – XI ст. роблять географічні відкриття нормани (варяги), які відкрили і колонізували Ісландію, Південну Гренландію і навіть досягли східних берегів Північної Америки.

На сході Європи в цей час значні географічні відкриття належать нашим пращурам, східним слов'янам, які описували землі і ріки Русі, торговельний, морський, річковий шлях “із варяг у греки”. Тодішні новгородці здійснювали плавання по Студеному морю (Північний Льодовитий океан), відкрили острови Нова Земля, Вайгач, шлях до Шпіцбергену.

Велике пізнавальне значення світу мала торгівля і подорожі мандрівників по суші між Європою і Азією – подорож венеціанських купців братів Поло, Ніколо і Конті, відомого арабського вченого Ібн Батути. Все це свідчить про значний розвиток географії в середні віки (з V до XV ст.).

1.2.3. Землезнавство за часів Великих географічних відкриттів (поч. XV-сер. XVIII ст.)

В Європі починається бурхливий розквіт природознавства і географії зокрема. Причиною такого бурхливого розвитку географії послужило відкриття нових земель, що служило поліпшенню добробуту цілих держав. Відбувалось змагання між могутніми тодішніми морськими державами Великобританією, Голландією, Іспанією, Португалією за оволодіння морськими просторами та

заморськими країнами, тому мандрівки та експедиції являлися загальнодержавною справою.

Наприкінці XV ст. Мартін Бехайм із Нюрнберга виготовив перший з відомих нам глобусів, зосередивши на ньому всі знання про просторовий розподіл океанів і суходолу, а також деякі інші (навіть фантастичні) уявлення.

Завдяки відомим подорожам Х. Колумба, Васко да Гами і Ф. Магеллана було відкрито нові багаті землі і шляхи до багатих місць південно-східної Азії й Америки, що значно розширило географічні межі кругозору людства до масштабів всієї земної поверхні. Намагання першовідкривачів східних держав рухаючись на захід говорило про те, що вже тоді усвідомлювались дві важливі географічні концепції:

- а) кулястість Землі;
- б) нерозривність Світового океану.

Відкриття нових земель потребувало їх порівняльного опису, що призвело до появи:

- а) наукової картографії (Меркатор);
- б) застосування порівняльно-географічного методу досліджень.

Були встановлені закономірності атмосферної циркуляції над Світовим океаном. На початку XVI ст. було відкрито Гольфстрім і складено першу карту течій Світового океану. У цей час оприлюднюється геліоцентрична система світу М. Коперніка (1473 – 1543 рр.), викладену ним у трактаті “Про обертання небесних тіл”. Відомий італієць Дж. Бруно висуває геніальну думку про нескінченність Всесвіту і множинність зоряних світів. Кілька років перед цим німецьким астрономом Н. Кеплером підтверджено рух планет навколо Сонця по еліптичних орбітах. Не менш важливим стало відкриття І. Ньютоном закону всесвітнього тяжіння. Нарешті вигадкам космографів настав кінець.

З періодом Великих географічних відкриттів тісно пов'язане виникнення перших університетів – у Болоньї (XI–XII ст.), Оксфордї (XII ст.), Парижі (1200), Кембриджі (1209), Празі (1348), які готували вчених у цій галузі географії. Дрогобиччина пишається своїм славетним земляком Юрієм

Дрогобичем, видатним ученим, ректором найстарішого (Болонського) університету, в якому навчався М. Коперник.

Вагомий внесок у розвиток землезнавства внесли російські землепрохідці І. Москвітін, В. Поярков, Є. Хабаров, С. Дежньов, Ф. Попов, В. Атласов.

Пошуки голландцями Невідомої Південної земні пов'язане з відкриттям А. Тасманом (1642 – 1643) Австралії і завершенням роботи по нанесенню на карту контурів Тихого океану та його численних островів. Швидкого розвитку в цей час набуває картографія, створюються перші атласи з використанням циліндричної проекції (проекції Меркатора).

Великою подією в науковому світі стала поява в 1650 р. книги Берихарда Вареніуса (1622 – 1650) “Географія генеральна”, в якій були узагальнені нові географічні відкриття і досягнення в галузі природознавства. Автор поділяє географію на загальну (про Землю в цілому, її властивості) і спеціальну (характеристика географічного положення і стану кожної окремої області). Він уперше визначив предмет вивчення географії, що стало поштовхом для встановлення загального землезнавства як самостійної географічної дисципліни. Ця книга була перекладена у Росії і відіграла важливу роль для становлення землезнавства в Україні.

1.2.4. Новітній етап становлення землезнавства (XVIII ст. – 50-і рр. XX ст.)

Період Великих географічних відкриттів з середини XVIII ст. замінюється якісно новим етапом у розвитку географії – наукового осмислення світу. У географічних експедиціях беруть участь спеціалісти, які проводять дослідницьку діяльність. У творах дослідників природи того часу значне місце відводилось описуванню природи того чи іншого регіону в цілому і виявленню взаємозв'язків між окремими природними явищами. Це стосується таких комплексних географічних праць, як “Опис землі Камчатки” С.П. Крашеннікова, “Подорожі по Росії” П.С. Палласа, “Подорожі навколо світу” Г. Форстера.

Значним кроком у становленні ідей розвитку природи стала перша науково-обґрунтована теорія походження Всесвіту та Землі видатного німецького вченого, професора математики, географії та філософії Кенігзберзького університету І. Канта (1724 – 1804), яку він виклав у своєму творі “Загальна природнича історія та теорія неба”. У багатогранній спадщині І. Канта найбільшого значення для подальшого розвитку землезнавства набувають такі положення як розуміння й докази системного устрою Всесвіту, докази населеності планет Сонячної системи та пояснення земних процесів (саме землезнавства). Він зробив висновок, що саморозвиток – властивість матерії. Ще до Канта ідеї про розвиток природи висловлювались російським ученим-природодослідником М.В. Ломоносовим (1711 – 1765).

Ідеї розвитку земної кори розроблялись англійським геологом Ч. Ляйелем у XIX ст. Приблизно тоді ж англійський натураліст Ч. Дарвін (1859) опублікував роботу “Походження видів шляхом природного добору”, в якій підтверджувалась еволюція живої природи. Отже, до середини XIX століття принцип еволюції навколишнього світу остаточно утвердився в науці про природу.

Багато дослідників пов’язують зародження сучасної наукової географії з іменем видатного німецького вченого А. Гумбольдта (1769 – 1859), який здійснив багаторічні подорожі по Європі, Азії й Америці, встановивши деякі важливі географічні закономірності, такі як закон висотної поясності снігової лінії в горах від географічної широти. Він першим використав ізотерми для кліматичних характеристик. Гумбольдт добре усвідомлював географічну єдність земної поверхні, і цю ідею він спробував утілити в своїх працях “Картини природи”, “Центральна Азія”, “Космос”. В останній він узагальнив дані про Землю і Всесвіт, розвинув думку не тільки про взаємозв’язок, а й про взаємодію повітря, води і землі, про єдність неорганічної і органічної природи.

Величезний внесок у скарбницю світової науки в галузі медицини, загальної біології, антропології і порівняльної анатомії, ботаніки, зоології, географічних і соціально-економічних проблем зробив видатний український

природознавець і мандрівник Микола Миколайович Миклухо-Маклай (1846 – 1888).

Великий інтерес у багатьох європейських країнах викликали дослідження М.М. Пржевальського Центральної Азії, В.О. Обручева Центральної Азії і Східного Сибіру, Г. Стенлі Східної і Центральної Африки. У ХІХ столітті завершилось вивчення основних особливостей будови земної поверхні. Топографічною зйомкою були покриті значні ділянки суші. Російськими мореплавцями Ф.Ф. Белінсгаузен і М.П. Лазарєвим була відкрита Антарктида. Активніше почали вивчатись океани і виникає наука океанографія. Значно розширилась мережа метеорологічних і гідрологічних станцій та постів. Узагальнення одержаних матеріалів дало можливість наприкінці століття в загальних рисах уявити розподіл висот і глибин на земній кулі, механізми і закономірності атмосферної і океанічної циркуляції, передбачити вивчення теплового і водного балансу земної поверхні і атмосфери.

Особливо глибоко взаємозв'язок природних явищ на земній поверхні був вивчений у кінці ХІХ ст. видатним російським ученим В.В. Докучаєвим – основоположником генетичного ґрунтознавства і великим географом. Він першим виділив широтні і вертикальні зони, встановив закономірні зв'язки між кліматом, гірськими породами, рослинністю, тваринним світом і господарською діяльністю людини.

Ідеї В.В. Докучаєва стали поштовхом до формування ландшафтознавства – вчення про природні територіальні комплекси.

Становлення і розвиток окремих галузей географічної науки сприяло відкриттю у другій половині ХІХ ст. та першій половині ХХ ст. кафедр географічного профілю в багатьох університетах світу, утворенню географічних товариств у Лондоні, Парижі, Берліні, Римі і Санкт-Петербурзі, які брали активну участь у підготовці і проведенні арктичних і антарктичних досліджень. У 1937 р. була організована перша у світі наукова дрейфуюча станція на Північному полюсі. Нині дрейфуючі станції в Арктиці, як і постійно діючі науково-дослідні станції в Антарктиді, працюють безперервно, збираючи

унікальну інформацію з характеристики суворой природи полярних районів. До цієї роботи долучилися і українські експедиції зразу ж після отримання Україною незалежності.

Успіхи галузевих наук, використання географічних ідей О. Гумбольдта і В.В. Докучаєва дали можливість ученим сформулювати уявлення про приповерхневу сферу Землі як особливу природно-історичну систему, яка згодом завдяки працям А.А. Григор'єва і В.І. Вернадського перетворилась у вчення про географічну оболонку, вивченням загальних закономірностей будови і розвитку якої займається сьогодні і спеціальна географічна наукова дисципліна – загальне землезнавство.

1.2.5. Сучасний етап становлення землезнавства

Якісно новий етап у розвитку землезнавства почався в 50-х роках минулого століття з запуском першого штучного супутника Землі (1957 р.), а також космічного корабля “Восток” з Ю.О.Гагаріним на борту. Спостереження з космосу дали можливість глибше зрозуміти геологічну структуру земної кори, течії й розподіл життя в океані, динамічні явища в атмосфері. Головне ж – вони переконали у реальності географічної оболонки як єдиного цілого, що функціонує внаслідок взаємодії літосфери, атмосфери, гідросфери і біосфери.

Пізнання географічної оболонки, а тим більше географічного простору як цілісних систем – завдання надто складне і потребує для свого розв'язання об'єднання зусиль учених різних країн. У наші дні існують Міжнародні проекти з вивчення верхньої мантії, літосфери, льодовиків і космосу.

1.3. Роль вітчизняних вчених у становленні землезнавства як науки

Видатним географом, фундатором української національної географії був С.Л. Рудницький (1877 – 1937 рр.) – організатор і перший директор Українського Географічного інституту у Харкові, професор кількох університетів, у тому числі Віденського, Львівського і Харківського. Стосовно

розвитку землезнавства йому належать визначення змісту географії в цілому та землезнавства, зокрема, розробка регіонального землезнавства України, видання протягом 1919 – 1920 рр. у Відні перших україномовних стінних фізичних карт Європи, Азії, Північної та Південної Америки, Африки, Австралії й Океанії, а також світу.

Понад дві тисячі наукових праць з геології, географії і країнознавства належить відомому українському академіку П.А. Тутковському – фундатору українського краєзнавства та географічного краєзнавства. Найбільший інтерес викликає його “Загальне землезнавство” (1927 р.), в якому наведено найсуттєвіші погляди вченого: визначено межі й основні ознаки сучасної географії, а також форму, розміри, рухи Землі, будову земної кори та окремо – морфологію земної поверхні. Крім того, викладено основи фізичної географії (ендогенні і екзогенні процеси) та кліматології, розглянуто геологічну діяльність організмів, відносини людини й природи.

Одним із фундаторів регіональної геології та засновником Харківської геоморфологічної школи був видатний український геолог Д.М. Соболев (1872 – 1948).

1.4. Сучасні напрямки наукових землезнавчих досліджень в Україні

В Україні наукові дослідження в царині землезнавства ведуться в декількох напрямках, збагачуючи національну і світову науку новими відкриттями. Основними з них є такі:

1.4.1. Океанологія і гідрофізика Світового океану

Керує дослідженнями цього напрямку Морський гідрофізичний інститут Національної академії наук (НАН) України, що розміщений у Севастополі. Він вивчає:

- великомасштабну циркуляцію вод Світового океану;
- взаємодію вод із атмосферним повітрям;

- теорію поверхневих та внутрішніх хвиль у Океані;
- теорію і розрахунки основних гідрофізичних полів Світового океану;
- раціональний баланс в екваторі Світового океану;
- складні гідробіологічні системи;
- енергоактивні зони Світового океану (згідно з міжнародними програмами);
- тропічну Атлантику (системний підхід).

Науково-дослідна робота Інституту проводиться на всесвітньовідомих наукових суднах “Михаил Ломоносов”, “Академік Вернадський”, “Професор Колесников”.

1.4.2. Геохімічні дослідження

Основоположником цього напрямку в землезнавчій науці України став В.І. Вернадський – перший президент Академії наук України (1918 р.). За його ініціативою в Києві було організовано геохімічну лабораторію, в якій, крім геохімії, вивчалися проблеми радіології та біохімії. Геохімічні дослідження в наші дні вивчаються в багатьох академічних та відомчих установах. Найбільш відомі дослідження з проблем хімічного складу земної кори академіка Е.В. Соботовича; геохімічна киснево-воднева модель Землі академіка М.П. Семененка; геохімія морських відкладів, опрацьована академіком Е.Ф. Шнековим та теорія неорганічного походження вуглеводнів академіка В.Б. Порфир'єва.

Після Чорнобильської катастрофи набули прискореного розвитку ландшафтна геохімія та радіохімія. Причиною цього стала необхідність у радіаційному обстеженні великих територій, виявленні можливості подальшого проживання населення, доцільного використання території та відновлення природного ландшафту різними засобами. Визнаним центром таких досліджень, поряд із спеціально створеними установами, є Інститут географії НАН України.

Вони були розпочаті ще В.Н. Каразіним у Харківському університеті понад 200 років тому. А недавно нашими вченими здійснено систематичні дослідження геофізичних полів Землі на території України. В Інституті геофізики НАН України академіком С.І. Суботіним вивчено фундаментальні засади теорії тектогенезу та механізмів формування структур земної кори у взаємодії з мантиєю, опрацьовано проекти “Геомagnetних меридіан” і “Планетарні геофізичні дослідження”. Активні дослідження гравітаційного поля, його зміни в часі ведуться вченими Полтавської геофізичної обсерваторії.

Результативні геологічні дослідження землезнавчих проблем ведуться видатними вченими сьогодення П.А. Тутковським і В.І. Кроксом (гіпотеза еолового утворення лесу), О.Н. Криштаровичем (проблеми палеоботаніки), В.Г. Бондарчуком (визначення і здійснення засад регіональної геології України). Нещодавно Чабаненком розроблено планетарну модель тріщинуватості Землі.

Отже, українські вчені і сьогодні вносять свій посильний вклад у розвиток світового землезнавства.

Питання для самоконтролю

1. Яке місце займає землезнавство в системі наука?
2. Мета, завдання та об'єкт загального землезнавства.
3. Яке місце загального землезнавства в системі географічних наук?
4. Вкажіть періодизацію розвитку загального землезнавства.
5. Хто з вчених досліджував проблеми загального землезнавства на сучасному етапі?
6. Яка роль вітчизняних вчених у становленні землезнавства як науки?
7. Що таке географічна оболонка?
8. Що таке літосфера і яка її роль?
9. Що таке атмосфера і яка її роль?
10. Що таке гідросфера і яка її роль?
11. Що таке біосфера і яка її роль?

РОЗДІЛ 2. МЕТОДОЛОГІЯ СУЧАСНОГО ЗЕМЛЕЗНАВСТВА

Методологія – це вчення про структуру, логічну організацію, методи й засоби отримання нових знань і впорядкування сукупності наукових здобутків у даній галузі знання (в тому числі спираючись на загальніші наукові концепції).

Методологія лежить в основі організації та регулювання процесу пізнання, тобто отримання нового похідного знання на підставі фундаментальних вихідних положень певної науки та застосування наукового методу до об'єктів дослідження.

У методології існує:

- *формальна частина* – визначає, яким чином отримати нове знання;
- *змістовна частина* – характеризує, на що саме і з якою метою спрямовано процес пізнання.

Процес пізнання передбачає:

- а) наявність фактів і певних засобів їх здобуття, прийнятих у даній науці;
- б) систему вихідних наукових положень, що ними прийнято користуватись у тій чи іншій науці на сучасному етапі її розвитку;
- в) метод обробки фактів для здобуття нового знання;
- г) мову науки, тобто сукупність способів вираження наукового знання в формі, зрозумілій науковцям і такій, що однозначно ними сприймається (математична, картографічна тощо).

2.1. Джерела інформації в землезнавстві

У своїх наукових дослідженнях сучасне землезнавство користується джерелами первинної і вторинної інформації.

До джерел первинної інформації відносяться:

- а) *спостереження прямі і непрямі* (тобто виконані за допомогою приладів без участі людини) – насамперед дистанційні з геофізичних ракет, орбіт

космічних станцій, штучних супутників Землі, а також за допомогою куль – зондів, літаків, лабораторій тощо;

б) *зйомки* (геодезичні та топографічні, геологічні, геоботанічні тощо), що ними охоплено велику територію цивілізованого світу;

в) *спостереження та вимірювання*, здійснені з борту науково-дослідницьких кораблів, що працюють за відповідними науковими програмами, або ж рейсових морських суден та інших активних плавучих засобів, які, не здійснюючи досліджень, зобов'язані (за правилами навігації) проводити систематичні спостереження за програмами океанографічних і метеорологічних станцій;

в) *метеорологічні й гідрологічні спостереження та вимірювання*, виконувані за спеціальними програмами (настановами) на сітьових метеорологічних та гідрологічних станціях і постах; відповідні дані збираються, опрацьовуються та узагальнюються у Світових центрах метеорологічних даних (Вашингтоні, Мельбурні й Москві);

г) *наземні спостереження стаціонарні* (насамперед антарктичних та арктичних станцій, комплексних і галузевих стаціонарів) та *спорадичні* (експедиції, мандрівки, військові дії чи відповідне забезпечення народногосподарської діяльності меліоративного будівництва, спорудження великих об'єктів ГЕС, АЕС тощо, де потрібні ґрунтовні комплексні дослідження).

Разом з тим загальне землезнавство у своєму пізнанні географічної оболонки широко використовує здобутки галузевих наук, зокрема: *геоморфології* – науки про рельєф поверхні, про походження і розвиток його форм; *кліматології* науки про клімат; *океанографії* (океанології) – процеси в океанах; *ґрунтознавства* – науки про ґрунт, про будову, формування, розвиток, зміну у просторі; географії рослин (геоботаніки) – науки про рослинний покрив Землі; *зоології* – науки про тваринний світ Землі та багатьох інших.

До джерел вторинної інформації відносяться:

а) *карти*, які несуть добре впорядковану сконцентровану, метризовану, територіально організовану інформацію;

б) *таблиці* – засіб упорядкування інформації, що дає змогу поєднати просторові та часові координати або ж створити багатомірні системи упорядкування;

г) *графіки* – дають змогу визначити той чи інший показник, тобто характеризують певні функціональні залежності;

д) *графічні інформаційні системи* – комп'ютерна база даних, поєднана з певними аналітичними засобами для роботи з просторовою (координато визначеною) інформацією;

е) *емпіричні узагальнення* – висновки, що їх отримують через узагальнення отриманих від проведених дослідів результатів;

є) описи і насамперед це стосується характеристик невідомих країн.

2.2. Методологічні засади землезнавства

Історизм – це вивчення природи земної поверхні та її частини крізь призму історії розвитку, тобто певної послідовності стадій і станів існування, що їх переборює геосистема, або їх сукупність, що утворює ту чи іншу територію. Такий підхід дає можливість пояснити певні властивості природних комплексів, зокрема *реліктових*.

Реліктовими називаються властивості природних комплексів, або окремих їх складових, що утворилися за інших природних умов, аніж ті, що існують нині (залишки льодовикових форм рельєфу на півночі України, температура глибинних вод Світового океану).

Із засадою історизму пов'язані ще дві засади: *уніформізм* – припускає, що й у минулому і в майбутньому на земній кулі відбувалось і відбуватиметься лише те, що ми спостерігаємо нині і *актуалізм*, в основі якого лежить твердження: *сучасність* – то ключ до розуміння минулого.

На засаді історизму базується порівняльно-історичний метод землезнавства. Цей метод полягає в тому, що аналізуючи сучасну картину природи земної поверхні, можна відтворювати умови минулого.

Генетизм визначає необхідність аналізу походження та умов утворення кожного досліджуваного явища. Часто у пізнанні того чи іншого явища природи його використовують спільно з історизмом як історико-генетичний метод пізнання.

Уніформізм (загальний зв'язок явищ) виходить з постулату – все пов'язане з усім. У світі все взаємопов'язане і немає можливості незалежного, відокремленого існування явищ на земній поверхні.

Свідченням уніформізму є постулат цілісності географічної оболонки: зміна будь-якої складової, що перевищує деяке значення (поріг чутливості), неодмінно призводить до зміни в решті складових цієї системи, спричиняючи загальні зміни її стану (перебудову, релаксацію), кінцевий ефект чого не передбачуваний.

Емерджентність – означає непередбачуваність, появу якостей, що їх не можна заздалегідь визначити через їх відсутність у жодному з утворювачів – компонентів даних явищ (хімічні речовини, утворені від взаємодії двох хімічних елементів не подібні за властивостями з вихідними хімічними елементами).

Прикладом емерджентності може слугувати той факт, що незначна плівка нафти на поверхні водойми зменшує випаровуваність води, утруднює поступлення повітря в нижні шари, що загрожує існуванню там живих організмів, а це, в свою чергу, розриває трофічний ланцюг – отже, докорінно змінюються властивості середовища.

2.3. Засоби подання інформації у землезнавстві

Одним із найважливіших засобів подання інформації є мова. У землезнавстві, як і в кожній науці, сформована власна специфічна мова.

До мовних засобів землезнавства відносяться:

- *карти та атласи*, за допомогою яких описують території;
- *просторова (просторово-часова) інформація*, що доповнює карти та зумовлює нові можливості пізнання географічних об'єктів шляхом створення геоінформаційних систем (ГІС);
- *географічні описи*, що характеризуються великою кількістю термінів, специфічних для географії, та певних засобів викладу інформації;
- *математична мова*, яку використовують для обґрунтування логічних побудов та доведення положень засобами математики й фізики.

У землезнавстві найчастіше використовують першу та третю складові географічної мови.

За рівнем картографічної мови *землезнавчі карти* поділяють на дві групи:

- карти, що мають складну картографічну мову у вигляді досконалої легенди;
- карти, що мають просту картографічну мову, уточнення якої не змінює загального вигляду карти, лише деталізуючи останню.

Географічні описи – це вираження за допомогою певного терміна або ж географічної назви цілісні образи явищ, процесів, картини природи чи вигляд території. Так, поняття “географічна оболонка” включає в себе цілу науку про зовнішню оболонку Землі.

Геоінформатика – це галузь географії, яка описує географічні об'єкти засобами інформатики. Предметом геоінформатики є інформація про географічний об'єкт. Технічним засобом, що використовується геоінформатикою, є *комп'ютер*. Формою організації, використання, перетворення й надання інформації є *геоінформаційна система* (ГІС). Застосування ГІСу сприяє зростанню ролі географічних знань в житті суспільства та піднесенні географії, більш ґрунтовному прийнятті рішень у сфері народного господарства за рахунок використання географічних знань про просторову організацію різноманітних явищ, появі нових наукових проблем та спілкуванню географів з представниками точних наук.

2.4. Методи землезнавства

Методом називають сукупність дослідницьких дій, що свідомо застосовуються для здобуття нових знань. За методом дослідження оцінюють ступінь розвиненості науки, а вміння добирати метод та доречно його використовувати служить мірилом професіоналізму.

Всі методи досліджень групуються у три великі групи:

- логічні;
- емпіричні;
- теоретичні.

Логічний метод був основним в античному періоді розвитку землезнавства він включає в себе *метод споглядання і розмірковування*.

Емпіричний підхід поєднує методи збирання, обробки і аналізу даних. У свою чергу методи збирання інформації поділяються на:

- методи збирання первинної інформації;
- методи збирання вторинної інформації.

а) Методи збирання первинної географічної інформації пов'язані з безпосередніми спостереженнями експедицій та стаціонарів. Їх ще називають контактними методами, бо дослідник саме перебуває на досліджуваному об'єкті. Цими методами слугують:

- *Система метеорологічних спостережень*. У Світові центри метеорологічних даних (у Вашингтон, Мельбурн та Москву) щоденно стікаються дані метеорологічних спостережень, де вони щоденно за певними термінами обробляються в комп'ютерних системах метеорологічних центрів за одними й тими самими алгоритмами та аналізуються у сукупності.

- *Система гідрологічних та океанографічних спостережень* призначена для спостереження за станом, рухом і зміною властивостей водних середовищ на земній поверхні.

- *Мережа геофізичних станцій різного призначення*, де здійснюють спостереження за різноманітними фізичними процесами: у високих шарах

атмосфери – стратосфері, мезосфері, йоносфері, для чого використовують літальні апарати (кулі-зонди, геофізичні ракети, тощо), та в надрах Землі (сейсмічні, гравіметричні, магнітометричні спостереження й вимірювання).

- *Біосферні та національні заповідники, стаціонари, тестові ділянки* тощо, де здійснюють комплексні систематичні спостереження за геосистемами чи їх складовими за певною програмою та ведуть “Літопис природи”, що є еталоном природного процесу, котрий спостерігають на певній території.

- *Станції моніторингу* – вузлові пункти пильнування тих змін (насамперед несприятливих), що відбуваються в природних чи антропогенних системах.

Моніторинг буває *глобальний, регіональний і локальний*. Залежно від того, спостерігають за нормою чи аномалією, виділяють також фоновий (спостереження за нормою) та імпактний (спостереження за аномалією) моніторинг.

Все більшого розвитку серед методів землезнавчих досліджень у світі набуває *космічне землезнавство* – сукупність методів дистанційного дослідження земної поверхні, атмосфери й океану, та результати таких досліджень. Ці дослідження ведуться як на основі національних так і міжнародних проектів. У межах космічного землезнавства розвиваються такі напрямки землезнавства як космічна геодезія, космічна геоморфологія, космічна геологія, космічна океанографія та ін. Тут широко використовуються такі методи як прямі спостереження з штучних супутників Землі, космічних кораблів, чи космічних станцій, вертикальне зондування товщі атмосфери за допомогою геофізичних ракет, фотографічні, телевізійні, сканерні і геофізичні зйомки, геостаціонарні спостереження з супутника та ін.

Завдяки космічному землезнавству на сьогоднішній день уточнена фігура Землі, відкрито її магнітосферу, визначено напруженість магнітного поля, обстежено морфологію океанського дна, досліджено енергетичні показники географічної оболонки, вивчено походження, будову і динаміку планетарних структур тропосфери й активного шару океану.

б) Методи здобуття вторинної географічної інформації. Найчастіше такі дані подаються у вигляді карт і таблиць. Найґрунтовніша інформація збирається в атласах.

- *Аналіз карт* є визнаним способом землезнавчих узагальнень. Інформацію на фізико-географічних картах добре впорядковано (відповідно до структури легенди), сконцентровано, метризовано, територіально організовано таким чином, аби на її основі зручно було робити аналіз і порівнювати явища, вилучаючи найхарактерніші сполучення явищ. Певною мірою за картами можна робити й прогноз.

Таблиця – це засіб упорядкування інформації, що дає змогу поєднати просторові та часові координати або ж створити багатовимірні системи упорядкування, які недоступні карті.

Графіки дають змогу визначити один показник у зв'язку з іншим, тобто характеризують певні функціональні залежності.

Географічна інформаційна система (ГІС) – комп'ютерна база даних, поєднана з певними аналітичними засобами для роботи з просторовою (координатно визначеною) інформацією. Особливо корисна вона для відображення змінних процесів, особливо у системі моніторингу довколишнього середовища.

Емпіричні узагальнення – це висновки, зроблені на основі обробки отриманих наукових результатів. Їх найчастіше використовують на теоретичному рівні пізнання об'єктів малодоступних для спостереження.

Описи – це характеристика видатних географів природи невідомих країн.

Теоретичний підхід стосується моделювання динамічних систем – підземних вод, рельєфу тощо.

Теоретичний рівень пізнання містить такі компоненти:

- *абстрагування*, тобто приведення конкретного матеріалу (фактів, спостережень, узагальнень) до певної загальної форми, коли індивідуальні відмінності, притаманні даний сфері знання, втрачаються;

- *використання аналогій*, тобто порівняльний розгляд певного об'єкта чи групи невідомих об'єктів стосовно об'єкта, більш визначеного;

- *ідеалізація*, або штучне запровадження певних об'єктів з точно окресленими властивостями, що не існують у реальності, замість реальних об'єктів або з метою їхнього порівняння.

б) **Моделюванням** називають непряме (опосередковане) дослідження певного об'єкта (системи, явища, процесу тощо) шляхом його заміни об'єктом-посередником – моделлю. **Модель** – це дослідницький об'єкт, котрий здатен замінити об'єкт природний (а також у відповідних умовах – соціальний або ж технічний) у деяких відношеннях, суттєвих для його пізнання.

Картографічні моделі. Найвідомішою й найпопулярнішою географічною моделлю земної поверхні є карта.

Фізичні моделі базуються на дотриманні певних фізичних законів стосовно географічного об'єкта. Наприклад, модель енергетичного балансу системи Земля – атмосфера.

Математичні моделі. Типовою математичною моделлю є рівняння, бо саме воно найповніше описує зв'язки між компонентами взаємодії. Різновидом математичної моделі є *цифрова модель*. Вона найчастіше використовується для відображення певних співвідношень, що не мають загального аналітичного виразу, наприклад, рельєфу земної поверхні.

Питання для самоконтролю

1. Що таке методологія?
2. Що таке метод?
3. Які основні методи загального землезнавства Ви знаєте?
4. На чому ґрунтуються основні методологічні засади загального землезнавства?
5. Вкажіть основні джерела інформації в землезнавстві?
6. Які є основні методи дослідження?

7. В чому полягає суть логічного методу?
8. Яке значення відіграє емпіричний метод в землезнавстві?
9. Яка роль теоретичного методу в загальному землезнавстві?
10. Охарактеризуйте основні методи загального землезнавства.

РОЗДІЛ 3. ЗЕМЛЯ І ВСЕСВІТ

3.1. Будова та основні характеристики Всесвіту

Наука, що займається вивченням Всесвіту, питаннями походження Сонця і планет називається *космологія*.

Всесвіт – це матеріальний світ, що охоплює безмежний космічний простір і складається з численних зірок, хмар пилу і газу та міжзоряної речовини.

У своїй праці “Про нескінченність, Всесвіт і світи” Д. Бруно (1548 – 1600) висловив твердження, за яким Всесвіт є нескінченим і в ньому є незліченна кількість зірок, подібних до Сонця, навколо яких обертаються заселені розумними істотами планети.

Доступну для досліджень частину Всесвіту називають *Метагалактикою*. Сьогодні оптичними приладами можна спостерігати зоряні системи віддалені від Землі на 5 – 6 млрд. світлових років. Зазначимо, що *світловий рік* – це відстань, яку світло проходить за один рік, поширюючись зі швидкістю близько 300 000 км/с (9460 млрд. км).

Метагалактика складається з *зоряних систем* або *галактик*. Галактик у Всесвіті кілька сотень мільярдів. У склад кожної галактики входить до 100 – 150 млрд. зірок, кожна з яких утворює свої зоряні системи різної величини і форми.

За зовнішнім виглядом і процесом утворення всі галактики поділяються на декілька класів (за Е. Хабблом, 1936): *еліптичні, спіральні, лінзоподібні і неправильні*. При цьому три з кожної десятки мають форму туманних еліптичних плям, шість із десяти, у тім числі й Чумацький шлях – форму сплюсненого диска, оздобленого з двох боків спіральними рукавами. Решта, тобто кожна десята галактика має неправильну форму.

Сучасна астрофізика стверджує, що галактики народилися одночасно, приблизно через 2 – 3 мільярди років після виникнення Всесвіту. При цьому кожна з форм галактик мають свою генезу, тобто процес утворення.

Так, еліптичні галактики утворились з газових хмар водню і гелію – хімічних елементів, що з'явилися у перші 3 хвилини після появи Всесвіту. Ці газові хмари під дією власних сил тяжіння розпались на сотні мільярдів газових куль, які стискалися й розігрівалися до десятків мільйонів градусів, що призводило до термоядерної реакції перетворення водню на гелій. Газові кулі спалахували і ставали зорями. Окремі з них за мільйони років переробили майже всю газову речовину на зорі і тому еліптичні галактики сьогодні складаються зі старих, майже такого віку, як Всесвіт, зір.

Галактики з формою сплюсненого диска утворюються із залишків газів, що сплющуються в диск. Тут нові зорі зароджуються значно повільніше і переважно в спіральних рукавах.

Галактики неправильної форми утворюються з газів, які дуже повільно перетворюються на зорі. Через 15 мільярдів років космічної еволюції п'ята частина їх маси все ще знаходиться у газовій формі. Галактики неправильної форми хоч і малі, але в них найбільше молодих зір.

Галактики не ізольовані одна від одної, а постійно взаємодіють, рухаються, іноді стикаються одна з одною, перехоплюють групи зір чи окремі з них. Газові диски ніби співударяються, іноді проникають один в одного так глибоко, що зливаються й утворюють нову, масивнішу і яскравішу галактику. Така ж доля очікує і на Чумацький Шлях. Через 3,7 млрд років із ним зіткнеться Туманність Андромеди. Однак Сонячна система від цього не постраждає, бо безпосереднє зіткнення Сонця з якоюсь іншою зорею з Туманності Андромеди малоймовірне. Трапляється в Космосі і “канібалізм”, коли масивні галактики притягують до себе малі, які поступово по спіралі наближаються до них і назавжди зникають.

Галактики об'єднуються у групи. Наша галактика Чумацький Шлях входить у “місцеву групу”, яка включає також Туманність Андромеди і ще близько десятка карликових галактик, зокрема Велика і Мала Магелланові хмари. Такі групи мають розміри до 13 000 000 світлових років. Якщо

галактики – це будинки Всесвіту, то їх групи – невеликі міста. Вони включають тисячу мільярдів зір, таких як наше Сонце.

Скупчень галактик кілька тисяч, вони простягаються на 60 000 000 світлових років і налічують кілька сотень трильйонів зір. У свою чергу, скупчення галактик об'єднуються у суперскупчення – метagalactica. Це вже метрополії всесвітнього масштабу. Простягаються вони на сотні мільйонів світлових років і охоплюють сотні трильйонів зір розміром як Сонце.

В одну з таких галактик, яка одержала назву *нашої Галактики*, входять Сонце з планетами, їх супутниками та іншими небесними тілами. На сьогоднішній день у Метагалактиці виявлено більше мільярда галактик, які поділяються на:

радіогалактики – галактики, що є джерелами потужного радіовипромінювання;

квазари – найбільш далекі небесні тіла, що випромінюють колосальні потоки енергії у вигляді радіохвиль і світла. Це зореподобні тіла, які було знайдено в 1963 році на віддалі біля 10 млрд. світлових років. Вони невеликих розмірів (нагадують Сонячну систему), а виділяють надприродну енергію, що майже в 100 раз переважає енергію найбільших галактик, що складаються з сотень мільярдів зірок, які у сто мільярдів разів яскравіші за таку зорю, як Сонце. Вважають, що квазари зародились у галактиках, усередині яких є “монстр” – чорна діра. Це “ненаситна” маса, більша за Сонячну систему в мільярди разів. Вона жадібно поглинає зорі сусідніх галактик, які знаходяться поблизу. Її гравітаційне поле настільки потужне, що навіть світло не може подолати притягання чорної діри. Сила гравітації притягує зорю сферичної форми, розтягає її як “спагеті”, розриває на шматки і поглинає. Яскраве світло квазара є “лебединою піснею” розірваної газової речовини, що назавжди зникає в чорній дірі.

У Всесвіті галактики займають лише 1/10 усього простору. Решта 9/10 простору припадає на порожнини, що мають форму гігантських куль, розділених плоскими суперскупченнями і ланцюгами скупчень галактик.

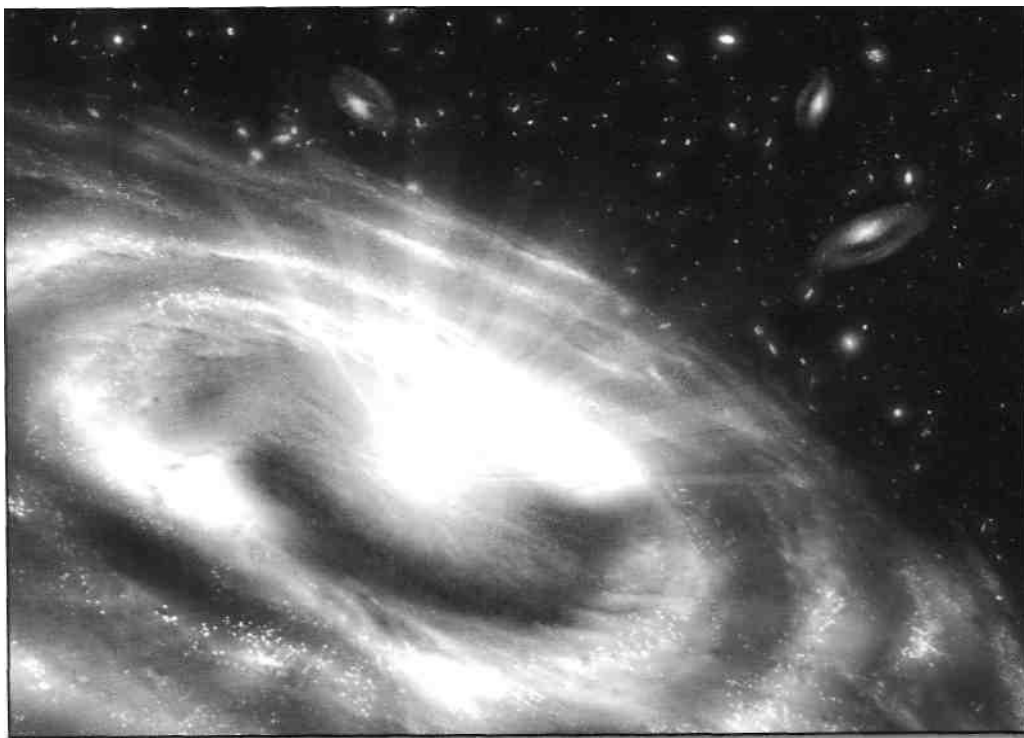


Рис. 3. *Квазари* – це галактики, в центрі яких знаходяться надмасивні чорні діри [47]

Для Всесвіту характерним є те, що він – нестационарний об'єкт. Так називають ті об'єкти, які характеризуються спрямованими змінами.

Згідно з загальноприйнятим уявленням, що було доведено близько 50 років тому, розвиток відомої нам частини Всесвіту відбувається односпрямовано протягом 13 – 18 млрд. років. На сьогодні експериментально доведено постійне розширення Всесвіту. У далекому минулому галактики були розташовані щільніше, ніж сьогодні. Можливо, що 13 – 18 млрд. років тому не було окремих небесних тіл, вся речовина знаходилась в стані однорідної гарячої плазми, що постійно розширювалася. Доказами того, що Всесвіт розширюється є:

- червоне зміщення спектральних ліній випромінювань, що поступають від інших галактик до Землі;
- залежність швидкості розбігання галактик від відстані між ними – швидкість розбігання тим більша, чим віддаленіша спостережувана галактика;

- еволюція радіоактивних речовин – оскільки радіоактивні речовини на Землі (та й у Сонячній системі) не утворюються за звичайних умов, їх наявність свідчить про те, що первинна речовина, з якої утворились планети (в тому числі і Земля) початково перебувала в умовах, коли міг відбуватися синтез подібних речовин. Вважають, що це пов'язане з початковим (сингулярним) станом Всесвіту та великим вибухом.

Вважається, що для Всесвіту характерна є:

крупномасштабна однорідність – у будь-якому величезному просторі Всесвіту зустрічається приблизно рівна кількість галактик;

Всесвіт безмежний, тобто не існує жодного фізичного обмеження, поверхні, за якою “нічого немає”;

Всесвіт ієрархічно організований. Висхідний ряд ієрархічної драбини (від менших елементів і систем до більших) наступний: Земля – Сонячна система – наша Галактика – скупчення галактик – ... – Метагалактика – Всесвіт. Кожен елемент цієї ієрархічної структури утворює систему, тобто сукупність небесних тіл, які об'єднані спільністю гравітаційного поля, руху чи іншими властивостями;

Всесвіт структурований, в ньому спостерігається комірчасто-сітчаста структура, утворена групами та скупченнями галактик, які пов'язуються до свого роздаю витягнутих “ниток”; ці останні, перетинаючись, утворюють тривимірну комірчасту структуру, в її вузлах скупчені галактики, а в просторах – дірках – їх майже немає.

3.2. Поняття про Галактики. Наша Галактика

Всесвіт, а головне його доступна для спостереження частина Метагалактика складається з більше ніж мільярда галактик. *Галактикою* називають скупчення зірок, що мають певну структуру та обертаються навколо загального центру.

Зірки – дискретні елементи галактик. У кожній галактиці нараховується до 100-150 млрд. зірок, які утворюють зоряні системи різних величин і форм.

Зірки – кулеподібні тіла з розпечених, як і Сонце, газів. Вони знаходяться на величезних віддальх від Землі. Якщо віддаль від Сонця до Землі промінь світла, поширюючись з швидкістю 300 000 км/с, проходить за 8 хв. 20 с., то від найближчої зірки Проксими (в сузір'ї Центавра) до Землі він іде 4,25 земних роки. Інші зірки розташовані значно далше – на сотні, мільйони і навіть мільярди світлових років від Землі. На “околицях” Сонця в радіусі 15 світлових років знаходяться лише 43 зірки.

Перші зірки утворились на другому мільярді років існування Всесвіту внаслідок ущільнення всередині галактик газових куль і виділення, при цьому, величезної кількості енергії. Ця енергія і запалювала сотні мільярдів зір. Вони народжувались, жили і вмирили.

Зорі мають високу температуру і світяться за рахунок термоядерних реакцій переходу водню в гелій, що відбуваються на них. Коли в ядрі зорі закінчується запас водню, воно перетворюється на ядро гелію. Зоря стискається, її щільність і температура зростають. Температура водню, що оточує гелієве ядро, досягає 10 мільйонів градусів, він починає горіти. Зорю роздуває у 100 разів, вона стає червоним гігантом. Однак скоро запас водню вичерпується, ядро з гелієм стискається, а температура в його центрі досягає 100 млн. градусів. Починає горіти гелій. Ядра його атомів об'єднуються по три і утворюються ядра атомів вуглецю. Надлишок маси переходить у випромінювання. Так триває сотні мільйонів і мільярдів років. Після вуглецю настає черга азоту, потім кисню, неону, магнію і т.д. зорі стають космічними печами з виробництва хімічних елементів, необхідних для життя. За магнієм утворюється алюміній і сірка. Коли з'являється залізо, зоря вже містить 90 % елементів, необхідних людському організму, які забезпечують біорізноманіття на Землі. Ядра атомів заліза складаються з 26 протонів і 30 нейтронів. Однак, їх не можна використати як паливо, бо для цього потрібна додаткова енергія.

Позбавлена палива зоря перестає випромінювати світло. Вона стискається, колапсує і вмирає.

Масивні зорі, які мають до п'яти сонячних мас, стискаються сильніше до радіуса 100 км. Уся їх енергія перетворюється на нейтрони: 20 см³ такої зорі може важити до 100 000 0000 т. Досягнувши такої щільності, зоря вибухає – так народжується *наднова* зоря. В окремій галактиці вибухи відбуваються кожні 100 років, а у Всесвіті, де налічується 100 000 000 000 галактик – наднові зорі спалахують щосекунди.

До сьогоднішнього дня в Чумацькому Шляху зафіксовано 10 спалахів наднових зірок. Ще в 4 році нашої ери китайці спостерігали яскравий спалах упродовж майже місяця. У 1572 році датський астроном Тихо Браге спостерігав спалах надгової зорі в сузір'ї Кассіопеї, а ще через чотири століття – 23 лютого 1987 року вчені спостерігали за допомогою потужних телескопів спалах надгової зорі в одній з карликових галактик у Великій Магеллановій Хмарі.

Вчені вважають, що спалахи наднових зірок сприяли поширенню в міжзоряному просторі ядер важких хімічних елементів, з яких поступово утворювалися атоми і молекули. Вони стимулювали також генетичні мутації, з якими пов'язані еволюція одноклітинних організмів і поява людини.

У 1967 році американські вчені Джоселін Белл і Ентоні Х'юїш відкрили космічне джерело електромагнітного випромінювання, що реєструється на Землі у вигляді імпульсів – сплесків, які періодично повторюються. Його назвали *пульсаром*. Джерелом імпульсів вважається нейтронна зоря з сильним магнітним полем, яка обертається і має вузькоспрямоване випромінювання.

У наш час відомо більш 1000 пульсарів. Вважається, що радіопульсар є кінцевою стадією еволюції одиночної масивної *нейтронної* зорі, яка в свою чергу утворюється в результаті вибуху *надгової*.

Відомі також рентгенівські пульсари – *магнетари*. Вони мають магнітне поле у 1000 разів більше, ніж у звичайних нейтронних зір.

Зірки в Галактиці неоднакові. За розмірами і яскравістю освітлення вони поділяються на *гіганти* і *карлики*.

Гіганти – це зірки, які за розмірами і яскравістю у багато разів більші від Сонця.

Карлики – це зірки за розмірами і яскравістю наближені до Сонця. Саме Сонце відноситься до жовтих карликів. Правда, яскравість не всіх зірок залежить від розмірів. Існують зірки величезних розмірів, які є холодні, і навпаки.

За яскравістю, яка обумовлена температурою, зірки дуже різняться між собою. Так, голуба зірка Денеб у сузір'ї Лебедя в 10 000 раз яскравіша від Сонця. Є зірки, які в 40 000 раз яскравіші, а є й такі, які в тисячу разів по яскравості поступаються Сонцю.

Зірки різняться і за розмірами. Так зірка Денеб за розмірами у 64 000 разів перевищує Сонце, а об'єм зірки Антарес більший від об'єму зірки Денеб в 1 700 раз. Деякі зірки в 13 млрд. раз більші за Сонце. Але є й зірки, які у багато разів менші від Сонця.

Зірки різняться і за щільністю. Щільність зірки Койпера в сузір'ї Кассіопеї в 36 млн. раз більша щільності води. Якщо взяти сірникову коробку і заповнити її речовиною цієї зірки, то на Землі вона б важила близько 1000 т. Сьогодні відомо більше 50 таких важких зірок (білих карликів). Зірки гіганти, навпаки, мають малу щільність.

Зірки відрізняються і за температурою. На поверхні червоних зірок температура близько 3000 – 5000 °С, а на поверхні білих зірок вона досягає до 25 000 °С. Температура окремих зірок складає до 100 000 °С.

За масою зірки різняться значно менше. Відносно Сонця вони, або в декілька десятків разів більшої маси, або у 6 – 7 разів меншої.

Речовини, з яких побудовані зорі, перебувають у стані плазми. Атоми електронів у них дуже іонізовані. Плазма, як показали спектральні дослідження, складається, в основному, з іонізованого водню, іонізованого гелію та важких хімічних елементів.

У нашій Галактиці, та й у всьому Всесвіті є багато зірок, які як і Сонце, мають планети з супутниками. Багато вчених вважають, що на деяких з них

існує органічне життя і розумні істоти, можливо навіть з вищою цивілізацією, ніж наша. У даний час є навіть служба радіозв'язку з неземними цивілізаціями, однак переконливих фактів про існування неземних цивілізацій поки що немає.

Між зірками існує величезний простір, який наповнений розрідженим газом, пилом і космічними променями, які надходять від Сонця і надр галактики у вигляді потоків протонів і електронів. Серед газів переважає водень і гелій. Іноді водень утворює скупчення у вигляді хмар.

Пилинки – це не що інше як суміші льоду, кристалічного аміаку і метану, а також домішок металів.

Одна з галактик, в яку входять Сонячна система, одержала назву *нашої Галактики*, або Галактика Чумацького Шляху (див. рис. 4). Вона відноситься до типу спіральних галактик і має форму сочевиці, або тарілки, її найбільший діаметр перевищує 120 тис. світлових років. Всього в нашій Галактиці налічується понад 120 млрд. зірок і понад 100 млн. газових туманностей – газОВО-пилові хмари великих розмірів, які світяться завдяки відбитому світлу ближніх зірок. Якщо ж таких зірок немає, туманності видаються темними плямами і їх ще називають **темними туманностями**. У межах нашої Галактики зорі та туманності розміщуються нерівномірно. Найбільша їх концентрація спостерігається в центрі Галактики. У напрямі від центру кількість зірок зменшується.



Рис. 4. Галактика Чумацький Шлях [47]

Галактика обертається навколо свого центру, до того ж з високою швидкістю. Про це свідчить сплюсненість диска Галактики. Кутова швидкість обертання Галактики різна і залежить від радіуса обертання. Лінійна ж швидкість об'єктів Галактики при обертанні, як вважають більшість вчених, є сталою і досягає 220 – 250 км/с.

Період обертання Сонця навколо центра Галактики становить 240 – 250 млн. років і називається **галактичним роком**. *Галактичний рік* – важлива складова геохронологічної шкали (вона відповідає геологічній ері). Можливо, тривалість галактичного року є чинником тектонічної ритмічності і глобальних процесів, визначаючи основні епохи орогенезу, тобто утворення планетарних складчастих гірських споруд каледонського, герцинського, тихоокеанського та альпійського етапів.

3.3. Розвиток вчення про походження Галактики і Сонячної системи

Сонячна система – це саме Сонце разом із сукупністю небесних тіл, що обертається навколо Сонця, перебуваючи в зоні його тяжіння: 8 планет, кожна з яких обертається по орбіті навколо Сонця, 32 супутники планет, кожний з яких обертається навколо своєї планети (або точніше, разом із своєю планетою навколо центра мас системи), а разом із планетою – навколо Сонця, астероїдів та комет, що обертаються навколо Сонця або потрапляють (комети) до Сонячної системи одноразово.

Походження Галактики, а разом з нею і Сонячної системи, залишається до нині нерозкритою таємницею природи. На сьогодні існує декілька моделей (*гіпотез* – припущення, що висувається для пояснення будь-якого явища, що потребує перевірки дослідом і обґрунтування), однак найбільш поширеними є дві: *еволюційна і креаністична*.

Згідно *креаністичної* моделі, Всесвіт – досконала система вже на момент зародження. І ступінь порядку в ньому не може поліпшуватися, бо він був досконалий з самого початку, а може лише погіршуватися.

Згідно *еволюційної* моделі, Всесвіт досягнув свого сучасного стану у процесі поступового розвитку. Нині існуючий світ був спочатку хаотичним і лише поступово, з часом, став більш організованим і складним. Для того, щоб привести Всесвіт у сучасний складний стан, необхідний значний проміжок часу – 15-30 млрд. років, з яких 5 млрд. років розвивалася безпосередньо Земля. Перше наукове пояснення утворення Всесвіту намагався дати всесвітньо відомий німецький філософ І. Кант (1724 – 1804). У своїй книзі “Загальна природнича історія і теорія неба” (1755 р.) він стверджував, що Всесвіт утворився з первинної розсіяної матерії, яка заповнювала світовий простір. Внаслідок взаємного протягування між частинами утворилися згустки, спочатку дрібні, потім більші. Зіштовхування згустків викликало їх обертання. З центрального згустка утворилося Сонце, а з невеликих – планети. Первинний їх стан був гарячим, з часом планети охололи. Це чекає і Сонце.

Дальшого розвитку дана теорія набула у книзі П. Лапласа “Виклад системи світу”. Згідно П. Лапласа величезна гаряча розріджена туманність охолоджувалась, стискалась і утворилось згущене ядро – зародок нинішнього Сонця. Внаслідок його обертання частинки в екваторіальній площині відштовхувалася відцентровою силою від осі обертання відштовхнулась і з них утворилися планети.

Гіпотези І. Канта і П. Лапласа вперше дали наукове пояснення утворенню Сонячної системи з газово-пилової матерії. Однак, як пізніше стало відомо, ці гіпотези мають ряд недоліків:

- сучасна фізика твердить, що гази не збираються в густини, а розсіюються;
- дані гіпотези не в змозі пояснити різнонаправленість обертання по орбітах супутників планет і розподіл моменту кількості руху великих тіл Сонячної системи (добуток маси тіла на його швидкість і відстань від центру обертання). Так Сонце, на яке припадає 99,9 % загальної маси Сонячної системи, має тільки 2 % моменту кількості руху, тоді як всі інші планети з їх мізерною масою – 98 % моменту кількості руху.

У середині минулого століття з'явилися гіпотези про утворення планет Сонячної системи з холодної матерії.

О.Ю. Шмідт (1891 – 1956 р.) висунув гіпотезу про походження планет з розрідженої туманності, яку захопило Сонце на одному з відрізків шляху по Галактиці. Речовина газОВО-пилової туманності під тиском сонячного світла сортувалася ще в допланетну стадію: легкі елементи були відкинуті на край Сонячної системи, а ближче до Сонця утримувалися порівняно важкі елементи. Далі під силами тяжіння шматки матерії зіштовхувалися, зливалися і планети росли.

Однак ця гіпотеза, як і попередні має певні недоліки:

- сучасні дослідження довели неспроможність подібного механічного захвату туманності;
- відсутність уявлень про утворення самого Сонця.

В.Г. Фесенков вже у 50 роки ХХ ст. стверджував, що в Галактиці існують не тільки Сонячна, а й інші планетні системи. Виникнення Сонця і інших планет відбувалось з ущільненого згустка (первинне Сонце) в центрі туманності, на краях газової туманності внаслідок низької температури відбувалося інтенсивне утворення пиловатих часток і в екваторіальній площині Сонця з них утворилися планети.

На сьогодні більшість космологів сходяться до того, що Всесвіт з'явився 15 мільярдів років тому в результаті вибуху надзвичайно малого, гарячого і дуже щільного тіла. До цього не було ні атомів, ні галактик. Матерія Всесвіту народжена з енергії порожнечі. Одразу після Великого Вибуху Всесвіт був затиснутий у сферу діаметром 0,001 см, в якій кипіла гігантська енергія. Далі він почав розширюватись, ставав менш щільним і менш гарячим. Появляються перші елементарні частинки: кларки, електрони й нейтрони, які змішувалися з фотонами світла (квантами). Одночасно з матерією з'явилась антиматерія, вони постійно взаємодіяли. Матерія переважала на одну частинку один мільярд частинок антиматерії. Це давало можливість Всесвіту розвиватись.

Всесвіт розширюється, охолоджується, зменшується його щільність, утворюються все нові і дедалі складніші структури. Через 10^{-4} секунди після Великого вибуху він набуває вже розміру нинішньої Сонячної системи, а температура його знижується до 10 трильйонів градусів. В цих умовах кларки об'єднуються по три, утворюючи протони і нейтрони, а ще через три хвилини, останні об'єднуючись, дають ядра водню (один протон) і гелію (два протони і два нейтрони).

Незмінним Всесвіт існує ще 300 000 років, остигаючи до 10 000 градусів. При цьому, іде об'єднання протона з електроном з утворенням атома водню, а ядра гелію з двома електронами – атома гелію.

Сили гравітації ущільнюють матерію, кількість її постійно зростає, утворюються галактики, всередині яких спалахують зорі.

Підтвердженням цієї гіпотези (Великого вибуху) послужило відкриття у 1929 році Едвіном Хабблом процесу розширення Всесвіту: більшість галактик віддаляється від Чумацького Шляху, їх відстань від нього є пропорційною: якщо галактика знаходиться вдвічі далі від Чумацького Шляху, то й швидкість віддалення її в два рази більша. Галактики віддаляються не тільки від Чумацького Шляху, а й одна від одної. Ще одне підтвердження на користь цієї гіпотези є відкриття у 1964 році американськими дослідниками А. Пензіасом і Р. Вільсоном теплового фонового випромінювання Всесвіту, що є залишком тепла від тієї гарячої матерії (реліктове випромінювання).

3.4. Сонячна система та її будова

Планета Земля, на якій ми живемо, є однією з планет Сонячної системи, яка знаходиться на краю нашої Галактики. Центральним, найкрупнішим її тілом є Сонце, навколо якого обертаються 8 планет зі своїми супутниками, астероїди, комети, метеоритна речовина. Понад 99,9 % маси речовини Сонячної системи припадає на Сонце і лише 0,1 % на всі інші її елементи. Сучасні назви планет походять від імен древньогрецьких богів:

Меркурій – бог торгівлі і шахрайства (мабуть, через швидкий рух по орбіті і часту зміну напрямку);

Венера – богиня краси;

Марс – бог війни;

Юпітер – могутній бог;

Сатурн – син Юпітера, який скинув свого батька.

Народилася наша Сонячна система через один мільярд триста мільйонів років після Великого Вибуху. У цей час Всесвіт розширюється, охолоджується, стає менш щільним, утворюються суперскупчення, скупчення і групи галактик, серед них і Чумацький Шлях, або наша Галактика. Зароджуються і вмирають зорі. На відстані 30 тис. світлових років від центру Чумацького Шляху вибухає одна з міжзоряних хмар. В її ядрі температура досягає 10 млн. градусів, що призводить до виникнення ядерних реакцій – горіння водню. Спалахує газова хмара і народжується Сонце. Під час стискання газової хмари часточки пилу зриваються з неї і починають обертатись навколо Сонця. При цьому більші часточки притягують дрібніші, їх маса і сила тяжіння зростає. Відбувається процес акреції (злипання) з утворенням планет. Навколо планет, крім Меркурія і Венери, утворюються кільця, а згодом супутники.

Всього у Сонячній системі на сьогодні нараховується 8 великих планет разом з Землею. Всі вони світяться завдяки відбитому сонячному промінню і рухаються в одному напрямку приблизно в одній площині по еліптичних орбітах, наближених до кола.

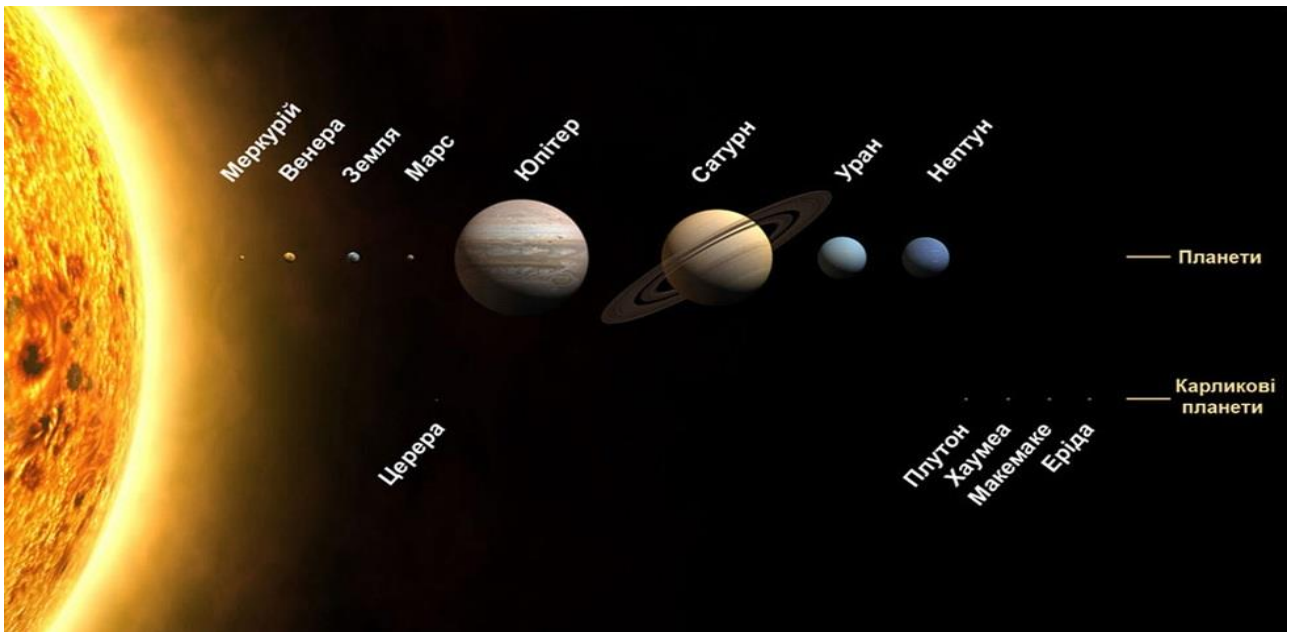


Рис. 5. Планети Сонячної систем [47]

Крім великих планет, між орбітами Марса і Юпітера навколо Сонця рухається велика кількість малих планет – астероїдів.

Планети Сонячної системи за величиною, географічними показниками і хімічним складом поділяються на 2 групи: *планети типу Земля* (внутрішні планети) і *планети-гіганти* (зовнішні планети, або планети типу Юпітера).

До *планет типу Земля* відносяться Меркурій, Венера, Земля і Марс. Для них характерним є невеликі розміри (радіуси від $0,4 R_+$ до $1 R_+$), висока середня щільність (від $4,0$ до $5,5 \text{ г/см}^3$), повільне обертання навколо своєї осі і наявність незначної кількості, або повна відсутність супутників. Їх атмосфера практично позбавлена летких речовин (в основному це гелій і водень – головні складові первинної туманності). Причиною цього, як вважають більшість вчених, є те, що планети земної групи знаходяться ближче до Сонця (в межах $1,5$ астрономічних одиниць), тут туманність тепліша, леткі гази випаровуються і під дією світлового тиску зносяться на переферію туманності. Ці планети ще називають *залізо-кам'яні*, бо вони складаються в основному з важких металів – заліза, нікелю, кремнію і кисню.

Планети-гіганти – це Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун. Вони мають: великі розміри (радіуси від $3,4 R_+$ до $11 R_+$); низьку середню щільність (від $0,7$

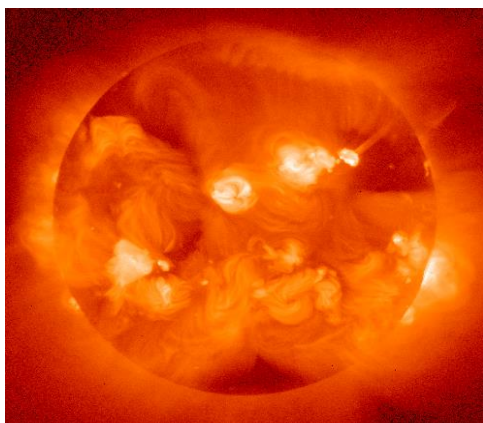
до $1,7 \text{ кг/м}^3$); швидко обертаються навколо своєї осі, мають по декілька супутників і огорнуті щільною атмосферою. Їх ще називають **воднево-гелієві планети**, бо мають в складі атмосфери водень і його сполуки (NH_3 - аміак, CH_4 -метан), а також гелій.

Питання для самоконтролю

1. Що таке космологія?
2. Що таке Всесвіт?
3. Яке місце займає Земля у Всесвіті?
4. Що таке галактика із чого вона складається?
5. У чому відмінність зовнішніх планет від внутрішніх?
6. Який склад і будова Сонячної системи?
7. Що є спільним для зовнішніх і внутрішніх планет?
8. Що таке небесна сфера?
9. Назвіть основні точки небесної сфери?
10. Що розуміють під терміном наша Галактика?

РОЗДІЛ 4. НЕБЕСНІ ТІЛА СОНЯЧНОЇ СИСТЕМИ ТА ЇХ ХАРАКТЕРИСТИКА

4.1. Загальна характеристика Сонця



Сонце – це величезна розпечена куля. Народилося воно, як вважають вчені, 4,6 млрд. років тому в результаті колапсу однієї з туманностей Чумацького Шляху. Його поперечник складає 1 390 000 км, що у 103 рази більше поперечника Землі.

За об'ємом Сонце в 1 300 тис. раз більше від Землі.

Рис. 6. Сонце [47]

Щільність його невелика – 1,4, або в 4 рази менша ніж щільність Землі. Маса Сонця досягає $1985 \cdot 10^{33}$ г, що в 332 тис. раз більша ніж у Землі або в 750 разів більша від маси всіх небесних тіл Сонячної системи. Завдяки своїй масі Сонце силою свого тяжіння втримує навколо себе планети.

Сонце обертається навколо своєї осі з різною швидкістю: в екваторіальній частині оберт здійснюється за 25 діб, чим ближче до полюсів швидкість знижується.

За спектральним аналізом верхній шар Сонця складається в основному з водню (70 % маси Сонця) і гелію (29 %). Решта 1 % припадає на 68 елементів таблиці Менделєєва. Це є свідченням єдності хімічного складу всієї Сонячної системи.

Сонце – одна з типових зірок Чумацького Шляху. Віддаль між Землею і Сонцем складає 149 475 000 км. Це величина так званої *астрономічної одиниці*.

Температура у надрах Сонця досягає 20 000 000 °С, а на поверхні близько 6 000 °С. Тому всі речовини тут знаходяться у стані плазми. Джерелом теплової енергії Сонця є термоядерні реакції, що тут відбуваються. За

допомогою цих реакцій кожної секунди 564 млн. т водню перетворюється в 560 млн. т гелію. Решта 4 млн. т водню переходить у випромінення, тобто щосекунди Сонце витрачає 4 млн. т своєї маси. Цей процес буде тривати ще мільярди років.

Свою колосальну кількість енергії у світловий простір Сонце безперервно випромінює у вигляді світлових, теплових та інших променів. На Землю попадає лише одна двох мільярдна частина енергії, однак і її вистачає для життя.

Залежно від значення температури й характеру процесів, що нею визначаються, все Сонце можна умовно поділити на 4 частини:

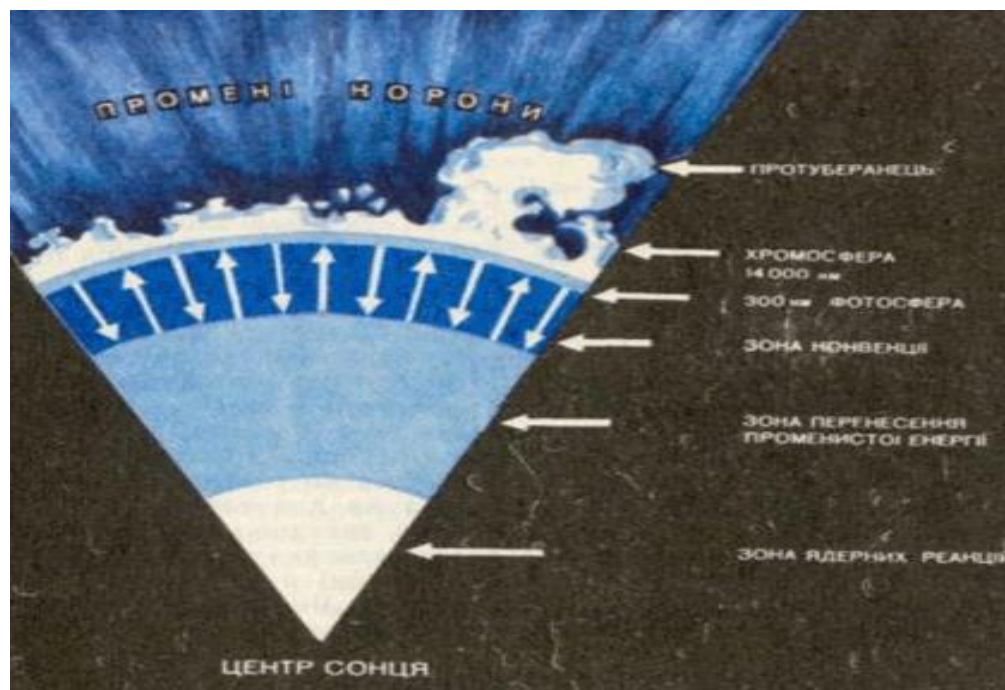


Рис. 7. Схема будови Сонця [47]

внутрішня, центральна частина (ядро), де тиск і температура забезпечують перебіг ядерних реакцій; вона пролягає від центра на відстань приблизно $1/3$ радіуса;

промениста зона (відстань від $1/3$ до $2/3$ радіуса), в якій енергія передається назовні від шару до шару внаслідок послідовного поглинання і випромінювання квантів електромагнітної енергії;

конвективна зона – від верхньої частини “променистої” зони майже до самої видимої межі Сонця. Тут температура швидко зменшується з наближенням до видимої межі світила, внаслідок чого збільшується концентрація нейтральних атомів, променистий перенос сповільнюється і тепло передається за рахунок перемішування речовини (конвекція), подібне до кипіння рідини в посудині, яка підігрівається знизу;

сонячна атмосфера, що починається відразу за конвективною зоною і простягається далеко за межі видимого диска Сонця. У свою чергу сонячна атмосфера, представлена трьома шарами: *фотосферою*; *хромосферою*; *короною*.

Фотосфера – це видима поверхня сонячного диска. Неозброєному оку вона здається однорідною, сяючою. Якщо ж подивитись в телескоп, то можна побачити, що вона складається з гігантських стільників-гранул (зерен), діаметр яких коливається в межах 1500 – 1800 км. Ці гранули нестійкі: що 2 – 5 хвилин вони то щезають, то з’являються. Це пояснюється їх конвекційними переміщеннями, як при кипінні. Потужність фотосфери сягає до 300 км.

Хромосфера знаходиться над фотосферою. Вона має червонуватий колір і її видно лише при затіненні Сонця по краях диска. Вона подібна до коливаючих потоків розпеченого газу, що нагадує траву, що горить. Потужність шару хромосфери близько 14 000 км.

Сонячна корона розміщена над хромосферою навколо Сонця, яку видно при сонячних затемненнях. Вона складається з дуже розріджених газів і простягається на багато мільйонів кілометрів, переходячи поступово в міжпланетний простір.

Час від часу на Сонці з’являються *темні плями*. У поперечнику вони сягають до 100 000 км і більше, або в 7 – 8 разів більші від поперечника Землі. Вони розташовуються поодинокі, попарно, або групами і існують від декількох годин до декількох днів чи місяців. Поява їх пов’язана з вихороподібним рухом газів у сильних магнітних полях. Температура в місцях плям на 1000 °С нижча від навколишньої фотосфери. У переважній більшості ці плями обведені

яскравими ділянками – факелами. Іноді такі плями спалахують і викидають *протуберанці*, які викликають у магнітосфері Землі полярні саява.

Протуберанці – плазмові утворення у вигляді фонтанів. Це потоки протонів і електронів, що об'єднуються у сонячний вітер – жорстке випромінювання, яке розносить ядра гелію врізнобіч від Сонця.

Земля захищена від сонячного вітру двома щитами, які розміщені на висотах 90 000 і 14 000 км. Це так звані зовнішні і внутрішні радіаційні пояси. Вони захищають все живе на Землі від радіаційного впливу.

Протуберанці бувають: спокійні і вивержені. При виверженні протуберанців розпечені гази зі швидкістю 400 – 500 км/с викидаються на сотні тисяч кілометрів. Іноді вони не повертаються на Сонце, а розсіюються в міжпланетному просторі.

Інколи бувають на Сонці *хромосферні спалахи* – швидке, дуже сильне збільшення яскравості частин сонячного диску. Швидкість розвитку спалаху – від 1 до 10 хв., час меркнення – близько 1 год.

Поява сонячних плям, факелів, протуберанців і хромосферних спалахів називається *сонячною активністю*.

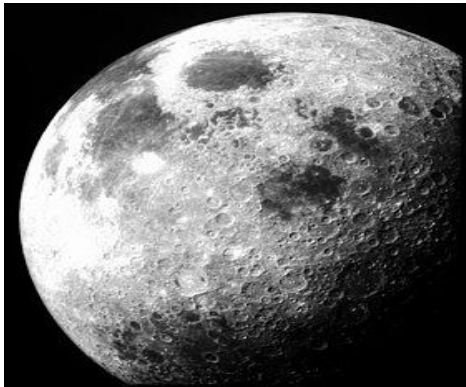
Активність Сонця відновлюється у середньому через 11,2 року. Цей період називають *сонячним циклом*. Його більшість вчених пов'язують з інверсією магнітних полюсів всередині Сонця. Тобто явищем, коло північний магнітний полюс стає південним і навпаки. Підвищення активності Сонця триває 4,2 роки, спад – 7 років. Рентгенівське випромінювання досягає Землі через 8 – 30 хв. після спалаху, а потік заряджених протонів і електронів через добу.

Кількість випромінюваної сонячної енергії, яка підтримує життя на Землі, впродовж останніх 0,5 млрд. років істотно не змінилася. Сонце сьогодні перебуває в головній фазі розвитку і буде перебувати в ній ще близько 7 млрд. років. Потім, як вважають вчені, воно вичерпає свій запас палива і сила тяжіння стисне його до розмірів Землі, перетворивши на білого карлика величезної щільності – 1 т/см³. Білий карлик остигатиме мільярди років і врешті-решт

перетвориться на чорний карлик, яких в безмежному космосі безліч. Таким чином, Сонце перестане бути зорею і джерелом теплової енергії для біосфери. Це змусить землян шукати іншу зоряну систему з подібними життєвими умовами.

Сьогодні ж від Сонця залежить життя на Землі, тому його необхідно всесторонньо вивчати і спостерігати за його активністю. Навколо Сонця рухаються планети, які розташовані у такому порядку: Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун. Всі вони рухаються приблизно в одній площині майже по кругових орбітах і в одному напрямку – проти годинникової стрілки.

4.2. Місяць як природний супутник Землі



Місяць – супутник Землі і найближче до нас небесне тіло. Поперечник Місяця складає 3476 км, або в 4 рази менший від Землі. Маса Місяця в 81,5 рази менша від маси Землі. Сила тяжіння тут також менша в 6 разів. Навколо Землі Місяць рухається назустріч добовому рухові зірок.

Рис. 8. Місяць [47]

Зміщуючись щодоби на 13°C до сходу, повне коло на небі Місяць робить за 27 діб 7 год. 43 хв. (зірковий місяць).

Оскільки Місяць обертається по орбіті навколо Землі з періодом в один місяць, кут між Землею, Місяцем і Сонцем змінюється, ми спостерігаємо це явище як цикл місячних фаз. Період часу між послідовними новими місяцями становить 29,5 днів (709 годин).

Хоча Місяць і обертається навколо своєї осі, він завжди звернений до Землі одним і тим же боком. Річ у тім, що Місяць робить один оберт навколо своєї осі за той самий час (27,3 діб), що й один оберт навколо Землі. А оскільки напрям обох обертань збігається, його протилежний бік з Землі побачити

неможливо. Проте, оскільки обертання Місяця навколо Землі по еліптичній орбіті відбувається нерівномірно, з Землі можна спостерігати 59 % місячної поверхні.

Місяць – тіло, що не світиться. Він лише відбиває сонячне проміння. Тому за час, коли він проходить повне коло навколо Землі, відбувається зміна його фаз:

новолуння – коли Сонце і Місяць знаходиться по один бік із Землею. Тоді бік Місяця, що звернутий до Землі не освітлюється. Іноді Місяць – закриває Сонце і відбувається затемнення Сонця;

повнолуння – коли Земля знаходиться між Місяцем і Сонцем і ми бачимо повністю освітлений диск Місяця. Іноді Земля своєю тінню закриває Місяць – затемнення Місяця. В інших випадках Місяць має вигляд серпа.

Проміжок часу між двома однаковими фазами Місяця (між двома новолуннями, чи повнолуннями) називається **синадійний період обертання**. Цей період довший за зірковий місяць приблизно на 2 доби і складає 29 діб 12 годин 44 хв. Таке неспівпадання пояснюється тим, що крім обертання навколо Землі, Місяць приймає участь у добовому русі всього небозводу.

Орбіта обертання Місяця навколо Землі дещо витягнута, тому віддаль між ними постійно змінюється. Найкоротша віддаль від Землі до точки орбіти Місяця називається **перигеєм**. Вона складає 363 000 км. Найбільше віддалення від Землі орбіти Місяця (405 000 км) називається **апогеєм**. Середня віддаль від Землі до Місяця 384 400 км.

Місяць і Земля мають спільний центр обертання, а період обертання Місяця навколо Землі співпадає з періодом її обертання навколо осі. Тому Місяць завжди обернений до Землі однією і тією ж стороною.

На поверхні Місяця є безкраї *рівнини* (“моря”) (Море Дощів, Море Ясності, Океан Бур) обведені гірськими ланцюгами (цирками) висотою до 6 – 7 км. Крім цирків – кільцевих гір, що оточують плоску рівнину, на Місяці існують *кратери* з гостровершинними горами в центрі. Причини появи цирків і кратерів до цього часу не виявлені. З цього приводу існує декілька версій:

версія перша – з’явилися внаслідок вулканічних процесів;
версія друга – пов’язані з падінням гігантських метеоритів.

На Місяці немає повітря і на нього постійно попадають метеорити. При стиканні з Місяцем вони взриваються, тому поверхня цього небесного тіла являє собою шлакоподібну масу.

Для Місяця характерні різкі коливання температури на поверхні:

- під час місячного дня (триває 2 тижні) поверхня розпикається до 120 – 130 °С;
- під час місячної ночі (триває 2 тижні) температура поверхні знижується до - 150°С.

На Місяці немає ні атмосфери, ні хмар.

Місяць вивчають астрономи вже більше 350 років, від того часу як Галілео Галілей через свій телескоп перший побачив поверхню Місяця, покрити цирками і кратерами. Невидимий бік Місяця вивчається з 1959 року, коли тодішня радянська космічна лабораторія облетіла навколо Місяця і сфотографувала майже всю її поверхню, а в 1965 р. автоматична станція “Зонд – 3” з віддалі 10 000 км закінчила фотографування невидимої частини Місяця.

3 лютого 1966 року радянська автоматична станція здійснила посадку на Місяць, а 3 квітня виведено на орбіту перший штучний супутник Місяця. 20 липня 1969 року американський астронавт Нейл Армстронг першим ступив на Місяць. У 1970 році радянська автоматична станція “Луна 16” повернулася на Землю із зразками місячного ґрунту, взятих з важкодоступних гірських місць Місяця. 16 січня 1973 року автоматична станція “Луна 21” опустила на поверхню Місяця “Луноход 2”. “Луноход 1” опущено в 1970 р.

Після закінчення радянської космічної програми “Луна” і мериканської космічної програми “Аполлон” дослідження Місяця за допомогою космічних апаратів було практично припинено. Але на початку ХХІ ст. деякі космічні держави знову розгорнули місячні програми. Так, наприклад, ЄКА 28 вересня 2003 року запустила свій перший місячний зонд “Смарт – 1”, а США планують

створення нових пілотованих космічних кораблів, здатних доставити людей на місяць, з метою закласти до 2020 року перші місячні бази.

Місяць як і Сонце відіграють важливу роль в житті планети Земля. Вони створюють безперервно діючі припливні сили, як на морі, так і на суші. Ці сили приводять до зміни форми Землі і навіть осі Землі.

4.3. Планети типу Земля

До планет типу Земля відносяться Меркурій, Венера, власне Земля і Марс. Для всіх них характерні такі морфологічні ознаки:

- їх поверхні вкриті кратерами;
- мають невеликі розміри;
- високу середню густину порід;
- характеризуються повільним осьовим обертанням;
- мають обмежену кількість, або відсутні супутники.

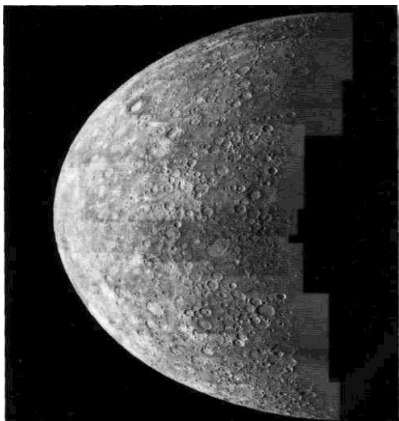


Рис. 9. Меркурій [47]

Меркурій – найближча до Сонця планета (58 млн. км). Він відноситься до внутрішніх планет, бо його орбіта проходить ближче до Сонця, ніж основний пояс астероїдів. За розмірами він дещо більший від Місяця. Тому після того, як Плутона в 2006 році позбавили статусу планети, Меркурій став найменшою планетою Сонячної системи.

Його можна бачити рідко, і то лише вранці або ввечері. За формою Меркурій близький до кулі з екваторіальним радіусом (2440 ± 2) км, що приблизно у 2,6 рази менше, ніж у Землі. Площа поверхні Меркурія у 6,8 разів, а об'єм – у 17,8 разів менше, ніж у Землі. Маса Меркурія дорівнює $3,31 \cdot 10^{23}$ кг, що приблизно у 18 разів менше за масу Землі. Середня густина близька до земної і складає $5,44 \text{ г/см}^3$. Прискорення вільного падіння поблизу поверхні $3,7 \text{ м/с}$. Поверхня Меркурія, покрита роздрібненою речовиною базальтового типу,

досить темна. Вона у цілому схожа на поверхню Місяця. Тут поряд із кратерами (як правило, менш глибокими, ніж на Місяці) є пагорби і долини. Донедавна вважалося, що період обертання Меркурія навколо власної осі однаковий з періодом обертання навколо Сонця (88 земних діб). Проте останні виміри з допомогою радіолокації показали, що період обертання Меркурія навколо своєї осі триває 58,65 земних діб. Температура на поверхні Меркурія коливається від 90 до 700 К (від -180 до $+430$ °C). Сонячний бік нагрівається значно більше, ніж полярні райони і обернений бік планети. Зважаючи на такі екстремальні умови, можна здогадуватися, що органічне життя тут мабуть не існує.



Венера віддалена від Землі на 39 млн. км, а від Сонця на 108 млн. км і після Місяця найближче до Землі небесне тіло. Її як і Меркурій видно тільки вранці і ввечері, іноді навіть і вдень. Коли вона наближається до Землі, за яскравістю освітлення вона на третьому місці після Сонця і Місяця. Вона як і Місяць має фази серпа і диска.

Рис. 10. Венера [47]

Розміри Венери наближені до розмірів Землі – у поперечнику 12 300 км, Землі 12 742 км, і щільність відповідно 5,2 і 5,5. Венера окутана щільною атмосферою і постійними хмарами, що утруднює її вивчення звичайними методами. Тому, вона найменше вивчена. Довго не було встановлено період обертання і кут нахилу осі обертання Венери.

Лише за останні роки встановлено, що період обертання Венери навколо власної осі складає 243 земні доби, до того ж обертання здійснюються у зворотному напрямку до обертання навколо Сонця на відміну від Землі та інших планет. Тривалість сонячної доби на Планеті становить близько 116, 75 земних діб.

Навколо Сонця Венера рухається по орбіті, яка ближче до кола, ніж орбіта будь-якої іншої планети Сонячної системи зі швидкістю 35 км/с і один

оберт робить за 225 земних діб. Таким чином, доба на Венері довша від року. Дослідження, проведені за допомогою автоматичних космічних станцій “Венера” встановили, що:

- газова оболонка складається на 97 % з вуглекислого газу, решта припадає на азот, інертні гази, аміак, кисень і водяну пару;
- хмари Венери утворені паром сірчаної, азотної і хлороводневої кислоти;
- вуглекислий газ створює парниковий ефект, тому температура там висока і складає близько 500°C ;
- густина атмосфери настільки велика, що атмосферний тиск на її поверхні досягає 100 атм;
- в екваторіальній області Венери є багато кратерів (найбільший має діаметр 160 км і глибину 400 м), грандіозних тектонічних розломів, виявлено діяльність вулканів і гроз;
- густина порід – $2,8 \text{ г/см}^3$, що відповідає густині базальтів на Місяці.

Умови на Венері також виключають можливість існування органічного життя.



Марс – четверта від Сонця і перша від Землі планета. Він у 2 рази менший від Землі, його поперечник не перевищує 780 км, тоді як Землі – 12 742 км. Період обертання власної осі (марсіанська доба) складає 24 год. 27 хв. Нахил осі обертання до площини його орбіти становить 65° (у Землі $66,5^{\circ}$), тому зміна дня і ночі, а також сезонів року на Марсі відбувається з такою ж періодичністю, як і на Землі.

Рис. 11. Марс [47]

Тільки тривалість марсіанського року, тобто період обертання навколо Сонця майже вдвічі довший. Сезони року також вдвічі довші, ніж на Землі. Марс має два супутники: *Фобос* (страх) і *Деймос* (жах).

Фобос (у поперечнику 16 км) віддалений від Марса на 9 500 км і тривалість обертання навколо Марса 7 год. 40 хв. Деймос менший за Фобоса, і в поперечнику не перевищує 8 км.

На Марсі сила тяжіння у 2,5 рази менша, ніж на Землі. У телескоп на його поверхні видно білі шапки, які навесні зникають. Вважають, що це шар замерзлого вуглекислого газу, бо Марс майже безводна планета.

Навколо Марса існує дуже розріджена атмосфера, що за щільністю у 100 разів поступається земній. Її атмосфера складається з вуглекислого газу (95 %); кисню (0,1 – 0,4 %); азоту (2 – 3 %); аргону (1 – 2 %).

Небо над Марсом червонувато-оранжевого кольору через наявність в атмосфері пиловатих частинок, що розсіюють сонячне проміння в червоній ділянці спектра.

Температура повітря навіть на екваторі менше 0 °С, вночі опускається до -70 – -100°С, а на полюсах до -130°С.

Дослідження Марса розпочато 27 листопада 1971 року, коли міжпланетна станція “Марс – 2” винесла на цю планету капсулу з вимпелом і гербом СРСР.

Потім був “Марс – 3”, який разом з “Марс – 2” стали штучними супутниками Марса.

Дослідження велись і американськими міжпланетними станціями “Маринер” і радянськими “Марс – 4-7”. Ними було вивчено склад атмосфери, повітря і ґрунту. Встановлено, що таємничі канали, які бачили в телескоп – зневоднені русла рік. Це привело до думки, що десятки мільйонів років тому, атмосфера була густішою, йшли дощі, текли ріки. Але гравітаційне поле Марса, який значно менший від Землі, не змогло втримати атмосферу і вона розсіялася у міжпланетному просторі, а вода перетворилася у вічну мерзлоту.

На Марсі виявили найвищу гору у Сонячній системі – вулкан Нікс Олімпік – 27 км, а її підшва 600 км в діаметрі. У центрі розташоване заглиблення діаметром 64 км, на дні якого видно структури, що нагадують застиглу лаву.

Марс обертається навколо Сонця на відстані в 1,5 рази більшій, ніж Земля, тому тепла одержує менше.

4.4. Планети-гіганти

Планети-гіганти характеризуються певними спільними ознаками. Вони мають:

- великі розміри;
- малу густину речовини;
- значну кількість супутників;
- навколо себе кільця.



Юпітер – перша планета зовнішньої (“юпітерової”) групи. Вона найкрупніша: її поперечник складає 142 тис. км (11,3 земного діаметра). Маса Юпітера у 3184 рази більша від маси Землі і на цю планету припадає 70% маси всіх планет. Щільність у 4,2 рази менша від щільності Землі (1,38).

Рис. 12. Юпітер [47]

Навколо своєї осі він обертається за 9 год. 56 хв., а навколо Сонця – за неповних 12 земних років. Найближча віддаль від Землі до Юпітера 590 млн. км. При зближенні він виглядає як дуже яскраве світило, що світить спокійним білим світлом. Юпітер має 16 супутників. Оточений Юпітер потужною шаруватою атмосферою біло-оранжевого кольору.

В її склад входять метан і аміак. Наявний і молекулярний водень. В атмосфері виявлено групу малих і великих плям. Найбільша серед них “червона пляма” Юпітера – гігантський атмосферний смерч, що існує десятки тисяч років.

Температура верхніх шарів атмосфери до -140°C , а внутрішньої частини планети 15 – 20 тис. градусів. Юпітер оточує дуже потужний пояс і сильне магнітне поле.

З 16 супутників добре вивчені поверхні 4, які відкрив Галілей-Ганімет; Калісто, Іо і Європа.

Цікавий супутник Іо. На ньому діє 5 незвичайних вулканів – з їхніх надр періодично виринає гаряча сірка, яка потім осідає на поверхню.

Між супутниками і поверхнею Юпітера розташоване тонке кільце, яке складається з уламків метеоритних речовин розміром в десятки і сотні метрів. Воно поглинає світло, тому невидиме для телескопів. Це кільце було відкрито на світлинах, зроблених космічними апаратами з близької відстані.



Сатурн віддалений від Сонця на 1,4 млрд. км.

Поперечник Сатурна по екватору 120 200 км, що в 9 разів більше від Землі і дещо поступається Юпітеру. Середня щільність планети 0,7, що на 1/3 менше від щільності води. Період обертання навколо власної осі 10 год. 14 хв., а навколо Сонця 29,4 земного року. Світить Сатурн мерклим світлом з свинцевим відблиском. По екватору Сатурн обведений

Рис. 13. Сатурн [47] кільцями.

Із Землі видно 3 – 4 кільця і щілини між ними, тому цю планету називають *смугастою*. Ці кільця є обломками розміром від піщинок до крупних глиб, що обертаються по своїх орбітах.

Атмосфера Сатурна, як і Юпітера складається в основному з метану, але тут вона вдвоє товща і всі процеси тут відбуваються повільніше. Температура на поверхні атмосфери близько -150°C .

Він має 10 великих і 12 малих супутників. На одному з них, Титані, виявлено азотну атмосферу.



Рис. 14. Уран [47]

Уран віддалений від Сонця на 2,8 млрд. км. Його можна спостерігати лише в телескоп. Ця планета навколо власної осі обертається за 10 год. 48 хв., а навколо Сонця за 84 земних роки. Уран менший від Юпітера і Сатурна: поперечник його 51 тис. км., щільність низька і складає лише 1,3. Має 11 супутників. Вісь обертання Урану майже співпадає з площиною орбіти, таким чином він рухається “лежачи на боці”.

Там Сонце перебуває періодично в зеніті як на екваторі, так і на полюсах. Через велику віддаленість від Сонця температура не піднімається вище -200°C . Має потужну атмосферу, яка складається переважно з метану, в ній виявлено також аміак, водень і гелій.

На Урані відкрито 10 кілець, що складаються з кам'яних частинок і мають дуже низьку відбивну здатність. Площина кілець збігається з товщиною екватора. На сьогодні Уран ще мало вивчений.

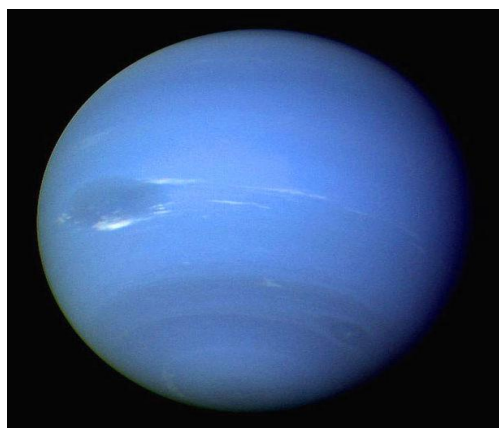


Рис. 15. Нептун [47]

Нептун віддалений від Сонця на 4,5 млрд. км, або в 30 разів далі, ніж Земля, що ускладнює його дослідження. Він рухається навколо Сонця еліптичною, близькою до кругової, орбітою; його середня відстань від Сонця у 30,058 разів більша, ніж у Землі, і становить приблизно 4497 млн. км.

Це значить, що світло від Сонця доходить до Нептуна трохи більше, ніж за 4 години. Тривалість року, тобто час одного повного оберту навколо Сонця – 164,8 земних років.

Екваторіальний діаметр планети 49 500 км, що майже в чотири рази перевершує діаметр Землі, причому власне обертання настільки швидке, що доба на Нептуні триває всього 15,8 години.

Хоча середня густина Нептуна ($1,66 \text{ г/см}^3$) майже втриє менша земної, його маса через великі розміри планети в 17,23 рази більша, ніж у Землі. Нептун виглядає на небі як зірка 7,8 зоряної величини; при сильному збільшенні він має вигляд зеленуватого диска, позбавленого будь-яких деталей.

Нептун має магнітне поле, напруженість якого на полюсах приблизно вдвічі більша, ніж на Землі. Ефективна температура поверхні планети становить близько 38° К . В центрі ядра Нептуна температура досягає 7000° К при тиску 7 – 8 мегабар. За розмірами він дещо менший, ніж Уран. Поперечник його становить 50 000 км. Має подібну з Ураном за складом атмосферу, однак у нього атмосфера завихрюється через виділення тепла з надр планети.

У Нептуна відомо 8 супутників: 4 маленьких (Наяда, Таласа, Деспіна, Галатея), 3 середніх (Лариса, Протей, Тритон) і 1 великий (Нереїда), а також 2 льодово-кам'яні кільця. Як і в кільць Урану, матеріал їх дуже темний, тому поверхня відбиває лише 3 – 4 % світла.

За орбітою Нептуна знаходиться зовнішній пояс астероїдів, названий Поясом Койпера. Першим об'єктом дослідження цього крижаного поясу був Плутон, відкритий у 1930 році і який до серпня 2006 року був дев'ятою планетою Сонячної системи, а потім переведений до розряду планетоїдів. На сьогоднішній день вже відкрито близько 1 тисячі об'єктів пояса Койпера, десять з яких мають понад 1 тис. км у діаметрі. Серед них найбільш вивченими є Седна, Орк, Кваоар, Харон, Варуна та інші об'єкти з цифровими індексами – наприклад, Ерида, яка стоїть під номером 2003 UB313 з діаметром 2890 км.

Склад цих об'єктів крижаний (лід водяний, метановий, азотний, вуглекислий). Понад 90 % об'єктів рухаються по майже кругових орбітах на відстані від 30 до 50 а.о. від Сонця.

За Поясом Койпера знаходиться сфера (радіусом $2 \cdot 10^2$ а.о.), де практично відсутня речовина. В інтервалі $2 \cdot 10^2$ - $2 \cdot 10^3$ а.о. розташована сфера з величезною кількістю матерії у вигляді ядер комет з масою, яка дорівнює 10 тис. мас Сонця. Її ще називають **внутрішньою хмарию Оорта**. Ще далі в інтервалі $2 \cdot 10^3$ - $5 \cdot 10^3$ а.о. розташована власне хмара Оорта із загальною масою 100 мас Сонця. Таким

чином, радіус в $5 \cdot 10^3$ а.о. і визначає сучасну границю Сонячної системи в широкому розумінні цього поняття.

Розглянувши будову та особливості планет сонячної системи, можна встановити такі закономірності.

Закономірність у будові і рухах планет Сонячної системи:

1. Обертання всіх планет здійснюється навколо Сонця в одному напрямі майже по кругових орбітах.
2. Обертання Сонця навколо власної осі відбувається в напрямку руху планет.
3. Обертання супутників навколо планет за винятком деяких супутників Юпітера, Урана і Сатурна, здійснюється також в напрямі обертання планет.
4. Обертання всіх планет навколо власної осі (за винятком Венери і Урана) відбувається в одному напрямі (проти годинникової стрілки). При цьому осі обертання Венери і Урану ніби “лежать” на площині екліптики, в той час як осі інших планет майже прямовисні до неї.
5. Орбіти планет розташовуються приблизно в одній площині.
6. Відстань між орбітами планет у міру віддалення їх від Сонця збільшується приблизно вдвоє.

4.5. Астероїди, метеорити, комети

Крім планет, між орбітами Марса і Юпітера знаходиться внутрішній пояс, а за планетою Нептун зовнішній пояс (Пояс Койпера) космічних тіл діаметром до декількох сотень кілометрів. Це – **малі планети**. Їх відкрили на початку XIX ст. і назвали **астероїдами**. Найбільші з них: Церера – 767 км; Палада – 489 км; Веста – 386 км. Є й астероїд “Київ” названий на честь 1500-річчя з дня заснування Києва. На сьогодні відкрито близько 2500 астероїдів, але більшість їх через малі розміри залишаються невідомими.

Складаються астероїди з каменю і заліза. Вони обертаються навколо Сонця майже по кругових орбітах і утворюють своєрідні астероїдні пояси, або

кільця. Астероїди не мають певної форми, є загостреними глибами, або уламками. Вважається, що це уламки планети.

Загальна маса всіх астероїдів складає тисячну частину маси Землі. Інколи орбіти деяких малих астероїдів виходять з “поясу астероїдів” і наближаються до інших планет, в т.ч. до Землі. Це може призвести до зіткнення, внаслідок чого на поверхні планет утворюються лійкоподібні заглиблення (кратери).

Метеорити – це великі тверді частинки, що падають на Землю з міжпланетного простору (метеорні тіла). Вони значно менші від астероїдів. Щорічно на земну поверхню падає близько 40 тис. т метеоритної речовини. Але лише деякі досягають земної поверхні. Решта, нагріваючись від тертя об атмосферу (їх швидкість 40 – 70 км/с), утворюють широкі оболонки з розжарених газів, за яким тягнуться “хвости”. Таке явище називається **болідом**. На місці падіння метеоритів утворюються заглибини у формі кратера діаметром від декількох сантиметрів до декількох сот метрів.

Серед відомих метеоритів, що впали на Землю за останні десятиріччя, є Сіхоте-Алінський метеорит масою понад 100 т, Гоба масою 60 т і Кейн-Йорський масою понад 33 т. Найбільший метеоритний кратер Арізона в США діаметром 1200 м і глибиною 200 м.

За хімічним і мінеральним складом метеорити поділяються на: *кам'яні* – *хондрити* – на них припадає 93 % всіх знахідок; *залізні* – сидерити і *залізо-кам'яні* – сидероліти.

Метеорити, що впали на Землю, мають вигляд шматків металу з заокругленими краями, вкритими ямками, що є наслідком тертя в атмосфері. Деякі метеори мають округлі зерна-хондри. Хімічний склад всіх метеоритів майже ідентичний до хімічного складу Сонця.

Вивчення метеоритної речовини дає цінні відомості про початковий етап формування Сонячної системи.

Джерелами метеоритів є комети, які розпадаються (так сталося з кометою Білою, яка в 1852 р. розпалася на метеорити і замість неї спостерігали потік метеорів у вигляді “метеоритного дощу”) і пояс астероїдів. Адже орбіти

багатьох астероїдів пересікаються з орбітою Землі. Академік Фесенков вважає, що Сихоте-Алінський метеорит міг бути астероїдом.

За хімічним складом метеорити не відрізняються від гірських порід Землі.

Комети (гр. “хвостата зоря”). Вчені вважають, що вони є залишками тієї газопилової хмари, з якої утворилася Сонячна система.

Більшість комет – члени Сонячної системи. Вони обертаються навколо Сонця по дуже витягнутих орбітах, наближаючись близько до Сонця і віддаляючись від нього за межі орбіти Плутона. Тут, у закамарках Сонячної системи, (хмарі Оорта) перебуває більшість комет. Бачимо комети дуже рідко, бо вони наближуються до Сонця і Землі на короткий час і відлітають у світловий простір. Маса комети відносно мала. Склад комет різний. Так, комета Когоутек (відкрита в 1973), складалася з молекул аміаку, метану, водню а також слідів водяного льоду, ціанистого водню і ціанистого метилу, які є отруйними. Тому зустріч з такими кометами серйозна небезпека для живої природи планети Земля.

Коли така комета наближається до Сонця, частина замерзлого матеріалу сублимується і під впливом сонячного вітру відштовхується від Сонця, утворюючи вогненний хвіст довжиною в десятки млн. км. Комети не гарячі тіла, а світяться через те, що розсівають чи відбивають сонячне проміння.

Кожна комета має *ядро, кому, голову і хвіст*.

Ядро – частина комети, в якій зосереджена її маса. Його діаметр від 0,5 до 50 км. Ядро оточене туманною оболонкою – *комою*. Ядро з комою утворює *голову* комети, розмір якої може сягати млн. км. Знімки з радянських міжпланетних станцій “Вега-1”, “Вега-2”, а також західно-європейської міжпланетної станції “Джотто”, які в березні 1986 р. пройшли через голову знаменитої комети Галлея на відстані 500 км показали, що ядро комети є однорідним тілом неправильної “картоплеподібної” форми з довжиною 11 км і шириною майже 7 км. На ядрі помітні кратери і горби.

Крім ядра і голови кожна комета має *хвіст*, розмір якого досягає до 300 млн. км, тобто, вдвічі перевищує віддаль від Сонця до Землі.

На сьогоднішній день відкрито близько 1000 комет. Період обертання їх навколо Сонця різний. Так, у комети Галлея він складає 76 років.

4.6. Поняття про географічний простір

Земля у космосі не ізольована, вона перебуває під впливом найближчих до неї небесних тіл Сонячної системи – Сонця і Місяця. Гравітаційні поля Сонця утримують її на навколо сонячній орбіті. Сонце і Місяць разом з осьовим обертанням планети викликають на її поверхні періодичні припливи і відпливи.

Земля зазнає впливу рентгенівського та ультрафіолетового випромінювання. Вона сприймає радіохвилі, променисту та теплову енергію, яка сприяє розвитку живої і неживої природи.

Маса Землі постійно змінюється. Завдяки падінню на неї метеоритів і космічного пилу маса її щорічно зростає на 40 000 т. До того ж з далекого космосу до нас постійно поступають потоки атомних ядер водню. Завдяки космічному випромінюванню і сонячному вітру у нас відбуваються незвичайні природні явища – полярні сяйва, магнітні бурі, іонізації повітря тощо.

У свою чергу, Земля активно взаємодіє з тілами космосу. Відомо, що магнітне і гравітаційне поле Землі взаємодіють з космічними, змінюючи їх усереднені характеристики, надаючи їм нових якісних властивостей і кількісних показників. Створивши навколо себе потужні шари атмосфери, вона захищає себе від метеоритів і астероїдів та комет, які згорають в атмосфері і не попадають на Землю. Частина атомів водню, кисню відривається з верхніх шарів атмосфери і виходять за межі сил небесного тяжіння.

Внаслідок взаємодії Землі з космосом утворюється, названий М.М. Єрмолаєвим, географічний простір, який охоплює сферу взаємодії космічних факторів із земними від верхньої межі магнітосфери до нижньої межі земної кори. Через те, що на всіх рівнях ця взаємодія різна, то географічний простір прийнято поділяти на 4 частини: близький космос, висока атмосфера, географічна оболонка і підстилаюча кора.

Близький космос існує між 1500 – 2000 км (нижня межа) і 80 – 90 тис. км (верхня межа). Тут відбувається найбільш тісна взаємодія між магнітним та гравітаційним полями Землі та магнітним полем протонів і електронів космосу з утворенням радіаційного поясу навколо планети.

Висока атмосфера – від верхньої межі стратосфери (50-55 км) до висоти 1500-2000 км. В ній відбувається перетворення первинного космічного випромінювання у вторинне, нагрівання атмосфери і утворення суцільного шару озону.

Географічна оболонка 55 км над Землею, до нижньої межі осадових порід углиб Землі. У географічній оболонці взаємодія космічних факторів з земними сприяла утворенню різних форм біологічного життя.

Підстилаючи кора від нижньої межі дієвого шару осадових порід до поверхні Мохоровичича – нижньої межі земної кори. Тут відбуваються процеси, викликані ендегенними факторами. Вони видозмінюють первинний рельєф, особливо на його поверхні.

Питання для самоконтролю

1. Джерело сонячної енергії.
2. Розвиток уявлень про будову Сонячної системи.
3. Схематична будова Сонця.
4. Що таке Місяць?
5. Які є фази Місяця?
6. Як виникає місячне затемнення?
7. Охарактеризуйте рельєф Місяця і фази його виникнення.
8. Дайте характеристику планетам типу Земля.
9. Особливості планет типу Юпітер.
10. Дайте характеристику астероїдам, метеоритам, кометам.

РОЗДІЛ 5. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМЛІ ЯК ПЛАНЕТИ

5.1. Форма і розміри Землі



В старовину древні греки уявляли Землю у вигляді диска, який зі всіх боків омивається великою рікою – Океаном. У Древній Русі вважали, що Земля має вигляд паляниці, яка тримається на трьох китах. Більше 2 500 років назад Піфагор висунув припущення, що Земля має форму кулі, а Аристотель навіть навів ряд переконливих доказів кулеподібності Землі.

Рис. 16. Планета Земля [47]

Потім був занепад науки, який тривав з V до XV ст. У цей час панувало вчення монаха Кузьми Індікоплова про те, що Земля має не кулеподібну форму, а плоску чотирикутну, як скінія (похідний храм стародавніх євреїв).

Однак, незважаючи на це, тлумачення вчення про кулеподібність Землі не забулося, а навпаки розвивалося. Особливо відзначилися в цьому араби, які торгували і багато подорожували.

Докази кулеподібності Землі:

- при сході Сонця його промені освічують спочатку хмари і високі предмети, те ж відбувається і при заході Сонця;
- рухаючись по рівній відкритій місцевості, чи по морі також спочатку бачимо високі предмети;
- при піднятті вгору розширюється кругозір: на рівній місцевості ми бачимо навколо на віддаль 4 – 5 км; з висоти 20 м – на 16 км; а з висоти 100 м – на 36 км. Ю. Гагарін, перебуваючи в космосі, з висоти 327 км бачив простір в діаметрі 4 000 км;
- вигляд зоряного неба змінюється при переміщенні на велику віддаль з півночі на південь і навпаки;

- небесні тіла (Сонце, Місяць, планети) мають кулеподібну форму, чому б Землі не мати таку ж форму;
- при затемненні Місяця, тінь Землі має форму частини кола;
- кругосвітні подорожі, перша з яких відбувалася в 1519 – 1522 рр. під керівництвом Магеллана – португальського мореплавця;
- фотографії Землі з Космосу.

Дослідження, проведені у XVII ст. дещо змінили уяву про кулеподібність Землі. А все почалося з того, що в 1735 році французький астроном Жан Рішар переїхав з Парижу в Кайєну (Гвіана) і помітив відставання свого маятникового годинника на 2 хв. 28 с за добу. Спочатку намагалися пояснити це збільшенням доцентрової сили біля екватора, але підрахунки показали, що лише цим цього явища пояснити не можна. Тоді Ньютон і Гюйгенс висунули думку, що зменшення сили тяжіння від полюса до екватора залежить і від того, що Земля має дещо сплюснуту форму.

Підтвердженням сплюснутості Землі на полюсах стали наслідки двох експедицій французької академії наук – одної до екватора (у Перу), другої в Лапландію (північ Фінляндії). Учасники експедицій зробили градусні вимірювання і встановили, що довжина 1 градуса меридіана у Перу рівна 110858 м, а в Лапландії – 112992 м. Отже, Земля має сплюснуту форму. При цьому було встановлено збільшення дуги 1° меридіану від екватора до полюсів.

Географічна широта	Довжина дуги 1° меридіану, км
0 (екватор)	110,57
30°	110,85
60°	111,42
90° (полюси)	111,70

Ці дослідження дали можливість встановити, що Земля за своєю формою близька до еліпсоїда обертання, тобто *сфероїда* – тіла, що утворилось від обертання еліпса навколо своєї малої осі.

1. Куля (Піфагор – IV ст. до н.е.) 2. Сфероїд (двовісний еліпсоїд обертання; 1672 р. – Ріше, Гюйгенс, Ньютон) 3. Геоїд (1873 р. – Лістіна)



Рис. 17. Уявлення про форму поверхні Землі [47]

У земного еліпсоїда обертання (сфероїда) велика піввісь (екваторіальний радіус) довша від малої піввісі (полярний радіус) на 21,4 км. Це і складає так зване сплюснення Землі.

Сучасні дослідження показали, що Земля має форму не *сфероїда*, а *геоїда* – геометрично неправильного тіла. До того ж на материках еліпсоїд і геоїд не співпадають в різних місцях на різну величину, однак не більше ніж на ± 150 м. Земний геоїд не двохосьовий, а трьохосьовий, тобто він має не тільки полярні, а й екваторіальні сплюснення і екватор не є колом, а еліпсом.

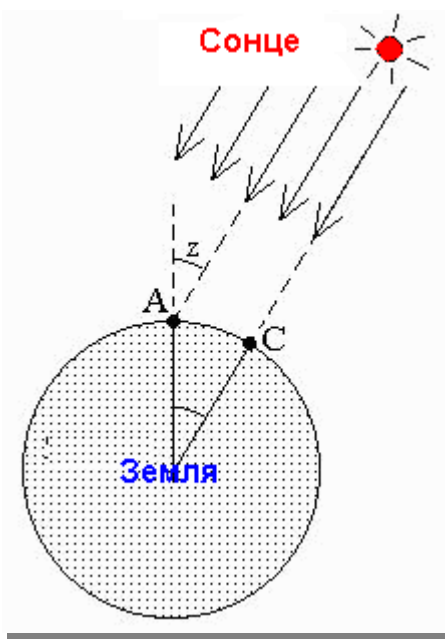
Найновіші обчислення засвідчили, що обидва полюси Землі знаходяться на різних рівнях: Північний вищий за Південний полюс на 30 м. Звідси вчені зробили висновок, що Земля має форму *кардіоїда* (серцеподібну).

Щодо розмірів Землі, то перші спроби виміру зробив сучасник Аристотеля Дікеарх. Однак ці матеріали не збереглися, хоч відомо, що вже тоді отримані дані були близькі до дійсних розмірів Землі.

До сьогодні збереглися обчислення розмірів Землі грецького вченого Ератосфена (276 – 194 рр. до н.е.). Він виходив з того, що в день літнього сонцестояння у м. Сієні (тепер Асуан, Єгипет) Сонце, знаходячись в зеніті, відбивається в глибоких колодязях, а в Олександрії (800 км північніше) в цей самий час промені Сонця падають під кутом до вертикалі в $7^{\circ} 12'$. Цей кут було визначено за допомогою скафіса – прилада кутоміра.

Віддаль між цими містами складає 5 000 стадій і відповідає куту дуги меридіана в $7^{\circ} 12'$. Звідси довжина дуги в 1° складає приблизно ~ 700 стадіям, а 360° – 252000 стадій. Знаючи довжину єгипетської стадії – 158 м, Ератосфен визначив довжину кола меридіана $252 \text{ тис. стадій} \cdot 158 \text{ м} = 39816 \text{ км}$. За сучасними розрахунками, довжина кола меридіана дорівнює 40086 км.

У XVII ст. голландським вченим В. Снелліусом був запропонований інший спосіб вимірювання розмірів Землі, так званий спосіб триангуляції. Він базується на тому, що в будь-якому трикутнику за відомою стороною і двома прилеглими до неї кутами можна обчислити дві інші сторони. Отже, якщо в будь-якому місці на Землі виміряти довжину лише однієї сторони, то вимірюючи пізніше тільки кути, можна визначити віддаль до будь-якої точки.



З допомогою триангуляції визначили розміри Землі та її форму як еліпсоїда.

Екваторіальний радіус (а) – 6378,2 км.

Полярний радіус (в) – 6356,8 км.

Різниця між ними (а-в) – 21,4 км.

Середній радіус, або радіус рівновеликої кулі – 6371,1 км. Довжина кола по меридіану – 40008,5 км. Довжина кола по екватору – 40075,6 км.

Полярна сплюснутість Землі (Z) – $Z = \frac{a - b}{a} = \frac{1}{298,3}$

Площа поверхні земного еліпсоїда – 510,0 млн. км².

Рис. 18. Визначення розмірів Землі за спостереженнями Сонця з двох точок на земній поверхні [47]

На основі результатів вимірювання дуги меридіана, який проходить через Париж, був створений еталон метра – одна сорока мільйонна частина його довжини.

Географічне значення форми Землі:

- кулеподібність Землі пояснює зональність географічних ландшафтів і зміну кліматів. Сонячні промені падають на поверхню Землі перпендикулярно лише на екваторі, а до полюсів кут падіння знижується і Земля нагрівається менше. Звідси слово “клімат” – означає “нахил” сонячних променів;

- кулеподібність Землі впливає на загальну циркуляцію атмосфери, океанічні течії, припливи і відпливи;

- кулеподібність робить географічну оболонку єдиним замкнутим цілим;

- завдяки значним розмірам і масі Земля утримує атмосферу навколо себе і забезпечує, таким чином, біологічне життя.

5.2. Рух Землі

Земля рухається навколо своєї осі на схід, роблячи один оберт за 23 год. 56 хв. і 4 с (доба). При цьому кожна точка земної поверхні за цей час робить коло більшої чи меншої величини, залежно від її положення між полюсом і екватором. І тільки дві точки на поверхні Землі “нерухомі” протягом доби – Північний і Південний полюси.

Ми не помічаємо цього руху, бо з Землею рухаються всі предмети і атмосфера. При цьому нам здається, що всі світила рухаються зі сходу на захід, тобто назустріч дійсному рухові Землі.

Вперше обертання Землі навколо своєї осі доказав французький вчений Леон Фуко (1819 – 1869), провівши дослід з маятником. Згідно законів фізики площина коливання маятника не змінюється, якщо на маятник не діють якісь інші сили, крім сил тяжіння. На той час це вже було відомо. Що ж до експерименту Фуко, то в одному з соборів Парижу (Пантеоні) до високого куполу на тонкому сталевому дроті підвісили важку мідну кулю з гострим

шпилем. Коли маятник розгойдали, то виявилось, що він коливається не в одній площині: шпиль кулі кожного разу креслить нову риску. При цьому риска розташовується далі від попередньої за ходом годинникової стрілки.

У дійсності відхиляється не маятник (він зберігає свою площину коливання), а змінюється положення в просторі всієї Землі разом з приміщенням, в якому коливається маятник.

Наступні дослідження з маятником показали, що величина відхилення маятника в значній мірі залежить від місця проведення спостережень. На екваторі цей ефект не виражений, а по мірі просування до полюсів він зростає. На полюсі відхилення лінії коливання маятника протягом кожної години складає 15° , а за добу 360° .

Для будь-якого місця на поверхні Землі величину умовного повороту площини коливання маятника можна розрахувати за формулою:

$$a = 15^\circ \sin I,$$

де a – пошукова величина, I – широта місцевості, 15° – кутова величина повороту Землі за 1 год.

Треба відмітити, що у Північній півкулі лінія коливання маятника відхиляється праворуч, у Південній – ліворуч. Це означає, що обертання Землі відбувається із заходу на схід. При цьому кутова швидкість обертання усіх точок на поверхні Землі однакова і становить 15° за годину. Лінійна ж швидкість обертання залежить від тієї відстані, яку точки повинні пройти за період їхнього добового обертання. З найбільшою швидкістю рухаються точки на екваторі (464 м/с), при просуванні в напрямку до полюсів лінійна швидкість обертання знижується і на полюсах дорівнює 0.

5.3. Докази добового обертання Землі

Крім маятника Фуко, підтвердженням добового обертання Землі навколо власної осі можуть слугувати і інші явища.

Відхилення тіл, що падають. Якщо кинути будь-яке тіло з високої башні, воно падає не точно по прямій, а дещо відхиляється у східному напрямку. Це тому, що лінійна швидкість обертального руху тіл, розташованих на поверхні Землі, залежить від величини радіуса її обертання. Чим далі від осі обертання знаходиться тіло, тим більша його швидкість, ніж біля її основи. Падаючи, тіло по інерції зберігатиме ту швидкість, яку воно мало на висоті, і тому падатиме не точно по прямій, а дещо відхиляється на схід, у напрямі обертання Землі. Зрозуміло, що найбільше відхилення спостерігається на екваторі, на полюсах воно дорівнює нулю.

Відхилення тіл, що рухаються горизонтально. Лінійна швидкість точок, що лежать на одному меридіані, зменшується від екватора до полюсів. Тому, тіло, яке має прямолінійний рух від екватора до Північного полюса не падає на полюс, а відхиляється вправо, тобто на схід.

Сила, яка відхиляє тіла, які рухаються горизонтально вздовж земної поверхні називається **відхиляючою силою обертання Землі**. Це явище відоме як правило Коріоліса (французький математик 1792 – 1843): “всьяке тіло, яке рухається горизонтально, від напрямку руху відхиляється в північній півкулі вправо, в південній – вліво”.

Величина відхилення залежить від широти місця. Її можна визначити за формулою:

$$\Delta = 2 w \cdot V \cdot \sin I,$$

де w – кутова швидкість, V – швидкість руху тіла, I – географічна широта місця.

Сплюснутість Землі. Відомо, що обертання Землі навколо власної осі викликає відцентрову силу, яка пропорційна квадрату швидкості. Якщо лінійна швидкість на різних широтах різна (на екваторі кожна точка пробігає 464 м/с, на широті Москви – 260 м/с, а на полюсі = 0), то і відцентрова сила в різних місцях різна – найбільша на екваторі і відсутня на полюсах. Ця сила надала Землі форму еліпсоїда обертання, поверхня якого ближче до центру Землі біля полюсів і далше від нього біля екватора, подібно до поверхні кілець, що стискаються при обертанні.

Таким чином, відцентрова сила і віддаль від центру Землі роблять неоднаковою силу тяжіння в різних місцях. На екваторі кожне тіло важить менше, ніж на полюсі на 1/200 частину.

Припливи і відпливи є одним із важливих наслідків добового обертання Землі. Вони викликаються силами притягання Сонця і Місяця і більша з них місячна. Припливні явища характерні і для земної кори, але тут вони не перевершують 30 – 40 см, тоді як в океанах в окремих випадках вони досягають 13 м (Пенжинська губа) і навіть 18 м (затока Фанді).

Середня висота водних виступів на поверхні океанів становить близько 20 см і вони двічі на день оббігають океани.

Механізм припливу полягає у тому, що Земля і Місяць – єдина система, яка обертається навколо спільного центру, розміщеного на відстані 4 800 км від центру Землі. На цю систему діють дві сили:

- 1) тяжіння;
- 2) відцентрова.



Рис. 19. Механізм припливів і відпливів [47]

На стороні Землі, оберненій до Місяця, сили притягання Місяця більші, ніж відцентрові сили системи і рівнодійна їх спрямована до Місяця.

На стороні Землі, протилежній Місяцю відцентрові сили системи більші, ніж сили притягання Місяця, а рівнодійна їх спрямована від нього. Ці рівнодійні сили і є припливоутворюючими силами. Припливи відбуваються на лінії Земля-Місяць, а відпливи – на перпендикулярній до неї лінії. У кожному даному районі океану протягом 24 год. 50 хв. двічі відбувається приплив і двічі відплив. Щодобове відставання на 50 хв. зумовлене випереджаючим рухом Місяця по його орбіті навколо Землі.

Двічі протягом місячного циклу – у новий (молодий) місяць і повний місяць – Земля, Місяць і Сонце опиняються на одній лінії. У цей час припливні сили Місяця і Сонця збігаються і утворюються так звані *сігізійні припливи*.

Квадратурні припливи виникають в першій і третій чвертях Місяця, коли припливні сили Місяця і Сонця діють під прямим кутом.

Значення припливів і відпливів. Для використання енергії припливів і відпливів у багатьох країнах світу побудовані припливні електростанції (ПЕС).

Припливи уповільнюють рух Землі навколо орбіти, через що за кожні 40 тис. років доба подовжується на 1 с.

Припливи відкривають для морських кораблів шлях у ріки. Прикладом цього може слугувати м. Лондон, яке розташоване за 64 км від моря, але завдяки припливам є морським портом.

5.4. Рух Землі навколо Сонця

Навколо Сонця Земля рухається по орбіті, яка має форму еліпса довжиною 934 млн. км. Рухаючись з швидкістю 29,8 км/с всю орбіту Земля проходить за 365 днів 6 год. 9 хв.

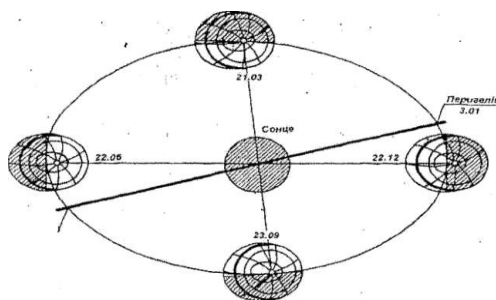


Рис. 20. Схема руху Землі навколо Сонця [47]

Середня віддаль від Землі до Сонця складає 149,5 млн. км. Рухаючись по орбіті, Земля то наближається до Сонця, то віддаляється. Найближчий пункт Землі до Сонця називається *перигелій*. У перигелії віддаль від Землі до Сонця дорівнює 147 млн. км. У цьому пункті Земля перебуває в січні і рухається з швидкістю 30,3 км/с.

Найдальша віддаль від Землі до Сонця – *афелій*, складає 152 млн. км. Земля відносно Сонця буває тут на початку липня і рухається по орбіті з швидкістю 29,3 км/с.

Річний рух Землі навколо Сонця можна спостерігати за безперервною зміною положення Сонця на небі: змінюється полуденна висота Сонця і положення місць його сходу і заходу. Цей видимий річний шлях Сонця – велике коло на небесній сфері – називається *екліптикою*.

Рух Землі навколо Сонця і нахил осі обертання Землі до перпендикуляра площини осі викликає зміну пір року. Кут нахилу осі Землі до перпендикуляра площини складає $23^{\circ} 30'$, а до площини орбіти – $66^{\circ} 30'$. До того ж, при русі навколо Сонця, кут нахилу земної осі до площини орбіти не змінюється. Завдяки цьому постійно змінюється положення Сонця на небосхилі відносно земного горизонту, а звідси змінюється кут нахилу сонячних променів, що поступають на земну поверхню і тривалість дня, а значить, змінюється і хід температури.

У Північній і Південній півкулях зміна висоти полудневого Сонця має протилежну спрямованість: з 22 червня до 22 грудня, коли в Північній півкулі висота Сонця в полудень знижується, то в Південній – підвищується, і навпаки.

Звідси, коли у Північній півкулі літо, у Південній – зима, у Північній півкулі – осінь, у Південній – весна і навпаки.

У день зимового сонцестояння (22 грудня) Земля Північною півкулею повернута від Сонця, а Південною до Сонця. І кут падіння сонячних променів на Північну півкулю найменший, через що сюди найменше поступає сонячної радіації. У цей час тут триває зима. У Південній ж півкулі кут падіння сонячних променів максимальний і поступає максимум сонячної радіації і тут триває літо. У день літнього сонцестояння (22 червня) навпаки. У дні рівнодення (23 березня і 23 вересня) обидві півкулі освітлюються однаково – встановлюючи перехідні сезони.

Якщо б земна вісь не мала нахилу, а була б перпендикулярна до площини орбіти, тривалість дня і ночі завжди була б однаковою, і не було б пір року.

Тривалість пір року на Землі завдяки явищам процесії не є сталими.

Процесія – результат неоднакового притягування Сонцем і Місяцем Землі в різних її частинах.

У зв'язку з тим, що Земля нахилена до Сонця на $23^{\circ} 30'$, то в день літнього сонцестояння опівдні промені Сонця вертикально падають на паралель $23^{\circ} 30'$. Це Північний тропік (тропік Рака). Відповідно є Південний тропік (тропік Козерога). Він знаходиться на паралелі $23^{\circ} 30'$ пд. ш. і Сонце тут в зеніті перебуває опівдні в день зимового сонцестояння (22 грудня).

Тропік – гранична паралель, над якою Сонце в зеніті буває раз в рік, в день сонцестояння. Після цього воно повертається в бік екватора.

Північний полюс і простір навколо нього до $66^{\circ} 30'$ пн. ш. в день літнього сонцестояння освічується круглодобово. Паралель $66^{\circ} 30'$ пн. ш. є *Північним полярним колом*. Тут полярний день в день літнього сонцестояння 22 червня триває одну добу, а чим ближче до Північного полюса, то поступово збільшується до 6 місяців.

Південніше Північного полярного кола полярного дня не буває.

Паралель $66^{\circ} 30'$ пд. ш. є *Південним полярним колом*. Тут полярний день триває добу в день зимового сонцестояння (22 грудня). У міру наближення до

південного полюса тривалість полярного дня зростає, а на полюсі він триває 6 місяців.

Нахил земної осі спричинює неоднакове освітлення Землі сонячним промінням. Виділяють 5 *світлових поясів*: один – тропічний і по два – помірні та полярні.

Тропічний пояс лежить між Північним і Південним тропіками. Тут немає такої різниці між найдовшим і найкоротшим днем, а на екваторі тривалість дня завжди рівна тривалості ночі. Над тропіками в зеніті Сонце буває по одному разу в рік (в дні літнього сонцестояння над Північним і зимового над південним) і по два рази у всіх інших місцях. Над екватором Сонце знаходиться в зеніті в дні весняного (21 березня) і осіннього (23 вересня) рівнодення. Цей пояс займає 40 % поверхні Землі.

Помірні пояси (2) – лежать між тропіками і полярними колами. Тут Сонце ніколи не буває в зеніті. Характерною ознакою цих поясів є зміна висоти Сонця над горизонтом протягом року. Добре виражена сезонність року. Під помірними поясами зайнято 50 % поверхні Землі.

Полярні пояси (2) лежать за полярними колами і займають 10 % поверхні Землі. Тут сонце ніколи не піднімається високо над горизонтом, його косі промені мало нагрівають поверхню Землі. Полярний день на полюсах триває 6 місяців, а на полярному колі 1 добу.

5.5. Рух Землі і календар

Проміжок часу, що дорівнює періоду одного оберту Землі по орбіті навколо Сонця, називається **роком**. Залежно від точки відліку обертання рік буває *зоряним* і *тропічним*.

Зоряний (сидеричний) **рік** – проміжок часу обертання Землі навколо Сонця відносно точки перетину земної орбіти з умовною прямою, проведеною з центра Сонця до далекої і тому практично нерухомої зірки. Це найбільш

стабільний відлік часу. Проте періодичність змін пір року визначається тропічним роком.

Тропічний рік – проміжок часу обертання Землі навколо Сонця відносно точки весняного і осіннього рівнодення, в яких небесний екватор пересікається з екліптикою. Тривалість тропічного року на 20 хв. 24 с менша сидеричного року і складає 365 діб 5 год. 48 хв. 46 с. І якщо тривалість тропічного року покласти в основу календаря, то це викличе певні незручності, бо зміна років відбуватиметься в різні години доби. Тому в різні часи ці незручності усували по різному.

У Древньому Єгипті, наприклад календарний рік тривав 365 діб, що не збігався з тропічним роком, а разом з тим і сезонами року (розливом Нілу). У 46 році до нашої ери римським імператором Юлієм Цезарем був запроваджений так званий *Юліанський календар*. Він передбачав, що три роки поспіль рік триває – 365 діб, а на четвертий – 366 діб (високосний рік). Помилка такого календаря складала одну добу на 128 років. У XVI ст. ця різниця досягла вже 10 діб і день весняного рівнодення, не співпадав з календарем на 10 днів, що унеможливлювало точно встановити день католицької Паски. Адже згідно рішення Нікейського собору (325 р.) Паска щорічно повинна припадати на першу неділю після появи нового Місяця, що настає після весняного рівнодення 21 березня. Тому, згідно наказу Папи Римського Григорія XIII у 1582 р. був введений так званий *Григоріанський календар* (календар нового стилю), який у першу чергу ліквідував різницю в 10 днів Юліанського календаря, вважаючи 5 жовтня за 15 жовтня. І, щоб в подальшому уникнути помилки в календарі, домовились наприкінці трьох століть з чотирьох вважати роки простими, а не високосними. Не високосними прийняті були ті останні роки століть, перші дві цифри яких не діляться на чотири, а останні два є нулями (1700; 1800; 1900) у Григоріанському календарі середня тривалість року складала 365,2425 діб, або на 26 с довша від тропічного року.

Спочатку новий календар був запроваджений у країнах католицької релігії, а потім у всіх країнах світу. В Україні він діє з 1 лютого 1918 р. На

період його впровадження різниця між Юліанським і Григоріанським календарями складала вже 13 днів. Тому і до сьогодні різниця у святкуванні річних католицьких і православних свят (останні проводяться за Юліанським календарем) зберігається.

Рік поділяється на 12 місяців, назви яких відображають характерні сезонні, переважно кліматичні і фенологічні явища, що закономірно чергуються в природі протягом року.

5.6. Відлік часу і часові пояси

Обертання Землі навколо своєї осі практично постійне і рівномірне. За основну одиницю виміру часу прийнято один оберт Землі навколо власної осі і називається **доба**. Залежно від якої початкової точки починається підрахунок обертів Землі навколо власної осі доба буває *зоряна* і *сонячна*.

Зоряна доба – проміжок часу, протягом якого Земля відносно до зірок повністю обертається навколо власної осі. Тривалість її складає 23 год. 56 хв. 4 с.

Сонячна доба – проміжок часу, протягом якого Земля обертається навколо своєї осі відносно Сонця. Сонячна доба дещо довша зоряної. Це пояснюється одночасним обертанням Землі навколо своєї осі і її обертанням навколо Сонця. Тривалість сонячної доби протягом року неоднакова, через те, що в перигелії (найближче до Сонця) Земля рухається дещо швидше (30,3 км/с), в афелії (найдалше від Сонця) – повільніше (29,3 км/с). Тому, для спрощення справжній сонячний час замінюють середнім сонячним, який відраховується за “середнім” Сонцем. Звідси середня сонячна доба – проміжок часу, протягом якого Земля обертається навколо своєї осі відносно “середнього Сонця”, тобто уявного Сонця, яке проходить річний шлях за той же час, що і дійсне, але рівномірно протягом всього року.

Відрізок часу між двома кульмінаціями “Середнього Сонця” умовно завжди дорівнює 24 год. Середньою сонячною добою ми і користуємося у житті.

Існує, так званий, *місцевий час* – це час на меридіані в конкретний момент. Місцевий час тісно пов’язаний із географічною довготою. Однак користуватись місцевим часом у повсякденному житті незручно і вихід із ситуації був знайдений у запровадженні *поясного часу*. Використання його запропоноване ще в 1876р. канадським інженером С. Флемінгом, а вперше почали користуватися поясным часом від 1883 року в США. Вже у 1884 році він був прийнятий Міжнародним астрономічним конгресом. Поверхня земної кулі умовно поділена на 24 годинні пояси кожний протяжністю 15° (1 год.) по довготі. У межах кожного поясу встановлений час, що відповідає місцевому на середньому меридіані поясу.



Рис. 21. Годинні пояси [47]

Відлік часу було вирішено робити від Гринвіцького меридіана, місцевий час на якому називають *Всесвітнім*. Годинний пояс, посередині якого проходить цей меридіан, отримав назву *нульового*. Решта поясів нумеруються у напрямку з заходу на схід від нього.

Початок нової доби відраховують від *лінії зміни дат*, яка просторами океану проходить по 180 меридіану, а огинаючи заселені ділянки суходолу відхиляється від нього в окремих місцях навіть на 10° . Перетинаючи лінію

зміни дат у напрямку з заходу на схід, необхідно відняти один календарний день, а в зворотному напрямку – додати. При проведенні меж годинних поясів враховують державні кордони та межі адміністративних одиниць (областей, провінцій, штатів тощо), і тому вони майже ніколи на суші не є прямими лініями. Однак, приблизно посередині кожного поясу проходить меридіан, кратний п'ятнадцяти, на якому поясний час співпадає з його власним місцевим. Україна живе за поясним часом, що відрізняється від всесвітнього на дві години. Тобто, нова доба починається в Україні на дві години раніше, ніж у Лондоні. Разом з нашою державою у другому поясі розміщені такі країни, як Фінляндія, Румунія, Болгарія, Греція та ін. Середній меридіан другого годинного поясу – 30° східної довготи проходить у кількох кілометрах західніше міста Києва і ділить територію України на дві майже рівні частини. На самому сході країни у Луганській області день настає на 40 хвилин раніше, а в місті Чопі, біля західного кордону – на 31 хвилину пізніше, ніж на тридцятому меридіані. Отже, на всій території України зручно користуватися поясним часом другого годинного поясу, який називають **східноєвропейським** або **київським**. В останню неділю березня стрілки годинників переводять на одну годину вперед. Запроваджується так званий “літній” час. В останню неділю жовтня Україна знову переходить на поясний час. Запровадження “літнього” часу дає можливість змістити початок робочого дня і повніше використати світлу частину доби.

Питання для самоконтролю

1. Історія вчення про форму Землі.
2. Яку форму має Земля за сучасними вимірами?
3. Земля як сфероїд, геоїд, кардіоїд.
4. Методи обчислення розмірів Землі.
5. Дайте загальну характеристику Землі як планети.
6. Які докази осьового обертання Землі Ви знаєте?

7. Яким методом скористався Ератосфен при вимірах довжини меридіана Землі?
8. Які ще існують методи вимірів Землі і в чому вони полягають?
9. Що таке зоряний рік?
10. Що таке всесвітній і поясний час і як його вираховували?

РОЗДІЛ 6. ПЛАН І КАРТА

6.1. Поняття про план і карту

План – це зображення на горизонтальній площині в крупному постійному масштабі невеликої частини земної поверхні, будь-якого предмету, будівлі чи споруди з повним збереженням їх подоби і окреслення.

На плані:

- не враховується випуклість земної поверхні;
- немає градусної сітки;
- немає викривлень; дотримується взаємне розташування предметів;
- дотримується розташування предметів відносно сторін горизонту;
- дотримується їх *азимут*, тобто кут між площиною географічного меридіану і вертикальною площиною, в якій розташований предмет. Відлік ведеться за годинниковою стрілкою від 0 до 360°.

Географічна карта – зменшене умовне зображення земної поверхні на площині, побудоване на математичній основі, яке передає розміщення, стан і взаємозв'язок різноманітних природних і соціально-економічних предметів.

За змістом географічні карти поділяють на:

загально-географічні – карти, в яких відображені елементи земної поверхні (ріки, озера, дороги, рельєф), жоден з яких не висувається на передній план;

спеціальні – карти, в яких на фоні основних окреслень земної поверхні показуються один, два або більше будь-яких елементів чи явищ.

Спеціальні карти поділяють у свою чергу на дві великі групи:

- 1) *карти природних умов або фізико-географічні* (геологічні, ґрунтові, кліматичні, зоогеографічні і т.д.);
- 2) *соціально-географічні* (економічні, політичні, карти населення).

За призначенням розрізняють карти: *навчальні, військові, морські, аеронавігаційні, туристичні, науково-довідкові* та ін.

Кожна карта складається з двох груп елементів: *математичних* і *географічних*.

До *математичної* групи елементів відносять:

- масштаб, що означає ступінь зменшення зображення на карті;
- рамка, що визначає межі карти;
- опорні пункти, які забезпечують правильне розташування географічних елементів за широтою, довготою і висотою;
- картографічна сітка (проекція), яка визначає розподіл викривлень, що виникають при переході від сферичної поверхні Землі до площини.

Масштаб – відношення довжини лінії на кресленні, плані чи карті до довжини лінії в натурі.

Масштаб буває: *цифровим, лінійним і поперечним*.

Цифровий масштаб відображає відношення чисел у вигляді дробу, в чисельнику якого пишуть одиницю, а в знаменнику – цифру, яка показує у скільки разів зменшені лінії на карті, наприклад: $1/25000$; $1/50000$; $1/100000$ і т.д. Іноді цифрові масштаби на картах подають і в такому вигляді: $1:25000$; $1:50000$; $1:100000$ і т.д. Згідно цим масштабам 1 см на карті відповідає 250, 500 і 1000 м на місцевості. Чим менший знаменник цифрового масштабу, тим крупніше зображення на карті, і навпаки.

Лінійний масштаб являє собою лінію, на якій декілька разів відкладено відрізок, що називається **основою**. Основа відповідає певній віддалі на місцевості, що виражається круглою цифрою: 50; 100; 200 м і т.д. Знак “0” від якого починається відлік ставиться не на початку масштабної лінії, а відступивши на одну поділку праворуч. Ліва основа масштабу ділиться на більш дрібні рівні частини, для більш точного вимірювання віддалі. Кількість цих ділень залежить від того, якій віддалі на місцевості відповідає основа. Якщо, наприклад основа 100 м, то її краще поділити на 5 частин, по 20 м кожна.

Віддаль на місцевості, якій відповідає найменша поділка масштабу, називається **точністю масштабу**.

Для більш точних вимірів використовується *поперечний масштаб*. Він будується на звичайному лінійному масштабі, паралельно якому проводиться ряд рівно віддалених одна від іншої ліній (горизонталі), пересічених перпендикулярними (вертикалі) і нахиленими (транверсали) лініями. Поперечним масштабом можна вимірювати віддалі з сотими частинами основи.

Поперечний масштаб з основою 2 см називається **нормальним поперечним масштабом**. Такий масштаб переважно гравірується на металічних лінійках, які називаються **масштабними**.

За масштабом карти поділяють на:

- крупномасштабні (топографічні) – від 1/10 000 до 1/200 000 включно;
- середньомасштабні – від 1/200 000 до 1/1000 000 включно;
- дрібномасштабні – від 1/1000 000 і більше.

6.2. Градусна сітка

При обертанні Землі навколо своєї осі на її поверхні є тільки дві відносно нерухомі точки – *географічні полюси*.

Враховуючи ці дві точки, визначають такі поняття, як *земна вісь*, *екватор*, *меридіан*.

Земна вісь – це уявна пряма лінія, яка з'єднує полюси і проходить через центр земної кулі.

Площина екватора – це уявна площина, яка розташована на однаковій віддалі від полюсів і розділяє земну кулю на дві рівні частини.

Лінія екватора (екватор) – це лінія перетину площини екватора з поверхнею Землі.

Паралелі – замкнуті лінії, що оперізують земну кулю і паралельні екватору. Вони мають напрям з заходу на схід.

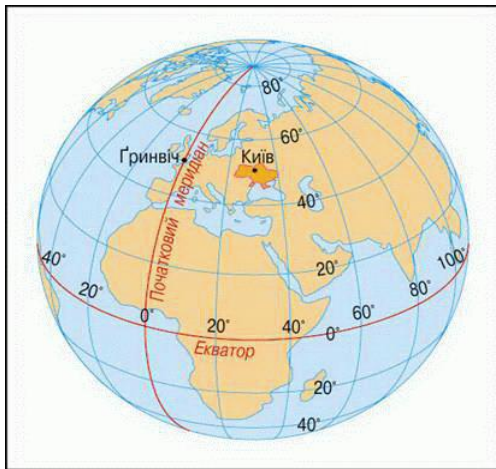
Екватор – найдовша паралель. По мірі просування від екватора до полюсів довжина паралелей скорочується.

Меридіани – лінії, які з'єднують обидва полюси і перетинають екватор. Меридіани мають напрямок з півночі на південь. Всі меридіани мають на відміну від паралелей, однакову довжину.

Місце знаходження будь-якого пункту на поверхні Землі визначається координатами:

географічною широтою – віддаль до півночі і півдня від екватора;

географічною довготою – віддаль на схід і захід від нульового меридіану (Гринвіцького, що біля Лондона).



Географічна широта пункту – це кут, який утворюється вертикальною лінією даного пункту з площиною екватора. Підрахунок ведеться від 0 до 90° на північ – північна широта, на південь – південна. **Географічна довгота пункту** – це двохгранний кут між площиною меридіана, що проходить через даний пункт і площиною нульового меридіана.

Рис. 22. Градусна сітка [48]

Нульовий меридіан розділяє земну кулю на дві півкулі, тому географічна довгота є:

східна – від нульового меридіана на схід до меридіана 180°;

західна – від нульового меридіана на захід до того ж меридіану 180°.

Широта позначається грецькою буквою φ (фі), довгота – λ (лямбда).

Крім цього, північна широта і східна довгота позначаються іноді знаком + південна широта і західна довгота – знаком – (мінус).

Середня довжина дуги 1° меридіану дорівнює 111,3 км; 1 мін. – 1852 м (морська миля), 1с – 30 м.

Визначення широти місцевості. У північній півкулі широту місцевості визначають за Полярною зіркою, яка знаходиться майже на осі світу – уявне продовження земної осі у Всесвіт.

Географічна широта місця дорівнює куту між напрямом осі світу (Полярною зіркою) і площиною горизонту. Достатньо будь-яким кутомірним приладом визначити висоту Полярної зірки над горизонтом і це буде широтою даної місцевості. На Північному полюсі ця висота складає 90° , на екваторі – 0 .

Визначення географічної довготи: всі пункти, які лежать на одному меридіані, мають один і той самий час. Порівнюючи час різних меридіанів, можна вирахувати кутову віддаль між цими меридіанами. Цей метод визначення географічної довготи базується на тому, що Земля повертається навколо своєї осі на 360° за 24 год., або за 1440 хв., а на 1° – за $1440/360 = 4$ хв. Знаючи це і різницю в часі між даним і нульовим меридіаном ми дістанемо географічну довготу. Якщо в якомусь пункті годинник показує 12 год., а на нульовому меридіані – 13 год., то різниця в часі буде 1 год., а в градусах 15° ($60 : 4 = 15$). Якщо в даному пункті час випереджує час нульового меридіана, то довгота цього місця буде східною, якщо ж відстає – то західною. Отже, для визначення географічної довготи необхідно знати місцевий час і час будь-якого певного меридіану, наприклад Гринвіцького.

Місцевий час можна визначити за допомогою:

гномона – вертикально поставленого шеста, слідкуючи за його тінню в сонячний день. Момент найкоротшої тіні буде означати полудень;

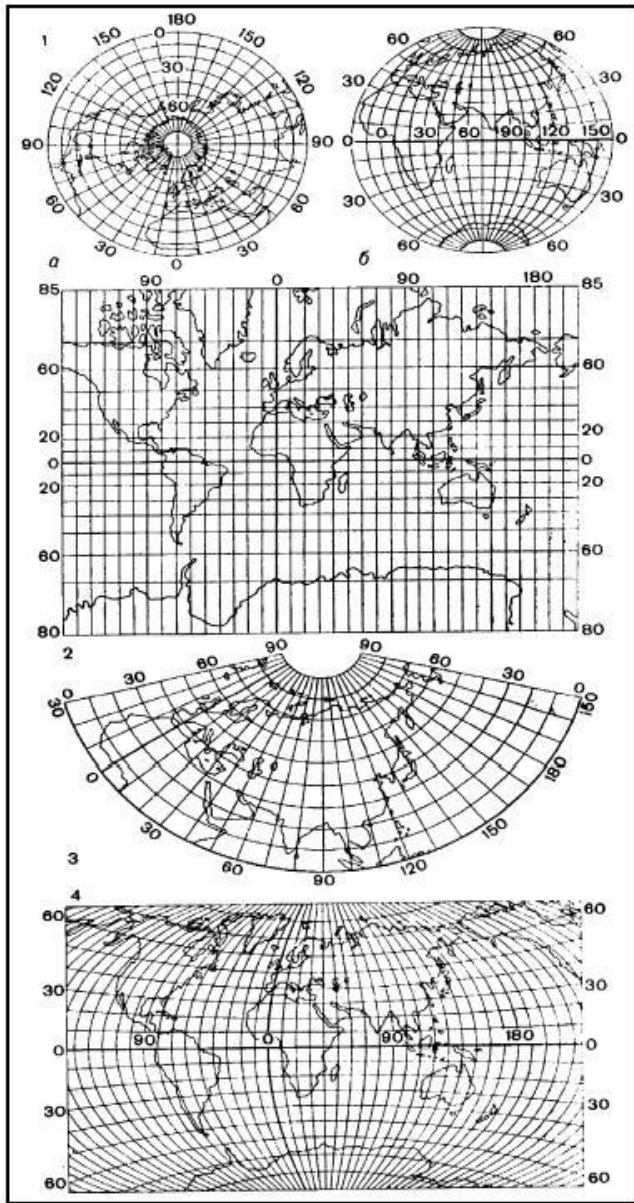
хронометра (використовують на кораблях чи літаках), який незалежно від місцевого часу, завжди показує час меридіану, за яким він наставлений;

радіоприймача, який регулярно сприймає сигнали часу нульового меридіану та інших пунктів, які посилають сигнали свого часу.

6.3. Суть картографічних проекцій

Найточніше відображення на карті земної поверхні дається на глобусах. Однак глобуси громіздкі і масштаб їх не може бути крупним. Наприклад, в масштабі 1:100000 (1 км на місцевості = 1 см на карті) діаметр глобуса дорівнював би 127,4 м. Тому на практиці користуються картами. Однак, кожна

карта, на відміну від глобуса, має ті чи інші спотворення, а масштаб в різних частинах її виявляється неоднаковим. Вказаний на карті масштаб, або головний масштаб, точний лише для її частини. Разом зі спотворенням довжини, спотворюється і площа. При цьому спотворення тим більше, чим більша частина земної поверхні відтворена на карті.



Складання карти починається з побудови сітки меридіанів і паралелей з найменшими спотвореннями. Способи побудови градусної сітки на картах називаються **картографічними проекціями**.

За способом побудови, тобто перенесення градусної сітки глобуса на площину, картографічні проекції поділяють на:

- азимутальні;
- циліндричні;
- конічні;
- довільні.

Вибір проекції для тієї чи іншої карти визначається станом і параметрами зображуваної території, змістом і призначенням карти.

Рис. 23. Картографічні проекції: 1 – азимутальні: а) нормальна рівнопроміжна; б) поперечна рівновелика; 2 – циліндрична рівнокутна Г. Меркатора; 3 – конічна рівнопроміжна В. Каврайського; 4 – поліконічна довільно Г. Гінзбурга

Азимутальні проєкції – це такі проєкції, градусна сітка яких переноситься з глобуса на площину безпосередньо, без використання будь-яких проміжних фігур, наприклад: *циліндра* чи *конуса*. За допомогою азимутальних проєкцій виготовляють карту двох півкуль, проєктуючи градусну сітку глобуса на дві площини, що торкаються глобуса в протилежних точках – 20° західної довготи і 160° східної довготи, бо ці меридіани проходять майже повністю через океани. Це так звана **азимутальна екваторіальна проєкція**. Карти півкуль виготовляють за цією проєкцією і вони мають істотні спотворення порівняно з глобусом:

- середній меридіан на півкулі зображений прямою лінією, інші – криві. На глобусі всі меридіани мають вигляд півкола;
- довжина кривих меридіанів більша від середнього і вона збільшується по мірі віддалення від середнього меридіану і на краю півкулі меридіан має вигляд півкола, яке в 1,5 раза більше від середнього меридіана. На глобусі всі меридіани рівні;
- паралелі на карті мають вигляд кривих не паралельних між собою, на глобусі – паралельні;
- головний масштаб, показаний на карті правильний лише для частини карти, що знаходиться в середині півкулі. У напрямку до країв масштаб змінюється.

Якщо ж помістити площину до полюса і нанести на неї градусну сітку, то паралелі будуть зображені концентричними колами навколо точки полюса, а меридіани – прямими лініями, що променями розходяться від полюса. Така проєкція називається **азимутальна полярна проєкція**. У ній будуються переважно карти Арктики і Антарктиди.

Циліндричні проєкції. Якщо обгорнути глобус картонним циліндром так, щоб він торкався лінії екватора і нанести на цей циліндр градусну сітку отримаємо циліндричну проєкцію. Розгорнувши циліндр ми побачимо, що меридіани і паралелі утворюють на ньому сітку прямокутників.

На такій проекції можна відобразити поверхню всієї земної кулі, але з великими спотвореннями:

- всі паралелі рівні за довжиною, а на глобусі вони вкорочуються до полюсів;
- меридіани, хоч і рівні між собою, як на глобусі, але у вигляді прямих паралельних ліній, а на глобусі вони сходяться в точках полюсів;
- головний масштаб в цій проекції збігається тільки на екваторі, чим далі від екватора, тим більші викривлення;
- за паралелями відбувається розтягнення всіх контурів: точки полюсів перетворюються в лінії, що рівні за довжиною екватору.

Циліндрична проекція використовується для складання карт світу (технологію розробив голландець Меркатор у XVI ст.). Ця карта придатна для нанесення ізотерм, ізобар, морських течій, тобто в тих випадках, коли викривлення площі немає істотного значення. Такі карти використовуються в мореплавстві, так як меридіани в ній паралельні, то пароплав весь час рухається за даним курсом, не змінюючи напрямку.

Конічна проекція: якщо паперовий конус натягнути на глобус і перенести на внутрішню поверхню конуса лінії градусної сітки, а потім його розвернути, то одержимо відображення градусної сітки в конічній проекції. При цьому як і на глобусі:

- меридіани мають вигляд прямих ліній, що променями розходяться з одного центра;
- паралелі – у вигляді концентричних дуг, що мають спільний центр в точці перетину меридіанів.

Конічні проекції мають ряд переваг, порівняно з азимутальними і циліндричними:

- кути і площі тут викривляються порівняно мало;
- масштаб постійний на всіх меридіанах, хоч дещо змінюється на різних паралелях.

У конічній проекції часто зображують: частини світу (Європа, Північна Америка), а також окремі держави, що розташовані в помірних широтах.

Довільні проекції і серед них коса перспективно-циліндрична проекція була використана проф. М.Д. Соловйовим для складання карт колишнього СРСР, що друкувались в підручниках і атласах для початкових класів, а також стінних навчальних карт СРСР для початкових класів.

6.4. Умовні позначення на плані і фізико-географічній карті

Всі предмети місцевості (за виключенням рельєфу) по відношенню до встановлених для них умовних позначень можна розділити на дві групи:

1. Контурні предмети, які можна зобразити у вигляді контурів, що відповідають дійсним окресленням (ліс, рілля, городи);
2. Позамасштабні предмети, які неможливо зобразити в масштабі через надто малі розміри (фабрики, радіостанції, млини), позначаються на картах значками у збільшеному проти прийнятого масштабу вигляді.

Але такий поділ на контурні і позамасштабні предмети є умовним. Адже буває таке, що умовний знак одного і того ж предмету місцевості при крупному масштабі буде контурний, а при переході до більш дрібного масштабу – позамасштабним. Прикладом можуть бути населені пункти, ріки, дороги і т.д.

Сукупність умовних позначень з їх поясненням називається *легендою карти*.

На загально-географічних картах надписуються назви:

- 1) океанів, морів, бухт, заток, проток, озер, рік, каналів і т.д.;
- 2) материків, островів, півостровів, мисів і т.д.;
- 3) держав і їх адміністративних підрозділів;
- 4) населених пунктів;
- 5) портів, станцій, роз'їздів;
- 6) різних елементів рельєфу, хребтів, вершин, перевалів, долин і т.д.;
- 7) інших об'єктів.

Кількість надписів, розміри і вид шрифту, їх розміщення залежать від масштабу і призначення карти. Надписи на картах розміщуються за суворо встановленими правилами.

Географічна карта не є зменшеною копією чи фотознімком земної поверхні. **Карта** – це креслення, малюнок, на якому показано лише необхідне. Відбір географічно істотних елементів і їх географічно обґрунтоване узагальнення при відображенні на карті називається **картографічною генералізацією**.

Населені пункти на карті розбиваються на чотири групи: міста, селища міського типу, села і окремо розташовані будівлі.

На крупномасштабних картах можна помітити всі населені пункти, їх межі, квартали і навіть вулиці. Однак із зменшенням масштабу кількість населених пунктів зменшується і вони позначаються *пунсонами*, розмір яких змінюється залежно від величини і кількості населення.

На картах вказують також сухопутні (залізничні і автогужові дороги), водні (морські і річкові), а також повітряні шляхи сполучення, позначення яких залежить від масштабу карти. Залізничні шляхи сполучення на крупномасштабних картах зображаються докладно: показують станції, роз'їзди, мости, тунелі, насипи. На дрібномасштабних картах залізниці позначають однією суцільною плавною лінією однакової товщини. *Автогужові шляхи* поділяються на автостради, поліпшені шосе, дороги з твердим покриттям, польові покращені, польові сільські і в'ючні. На топографічних картах ці дороги позначаються різними кольорами, або різними лініями. Водні траси на морях чи озерах зображаються пунктирними лініями, іноді вздовж лінії надписують назву рейсу і віддаль між кінцевими пунктами. Траси повітряного сполучення показують лише на спеціальних льотних картах.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттям план, карта, масштаб.

2. Як за змістом поділяють географічні карти?
3. Які координати географічної сітки Ви знаєте?
4. Що таке градусна сітка?
5. Що лежить в основі побудови градусної сітки?
6. Що таке географічна широта і довгота?
7. Вкажіть суть географічних проекцій.
8. Як поділяють картографічні проекції?
9. Які карти складають за допомогою азимутальної проекції?
10. Які умовні позначення використовують при побудові фізико-географічних карт?

РОЗДІЛ 7. ЛІТОСФЕРА. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ І ВНУТРІШНЯ БУДОВА ЗЕМЛІ

7.1. Фізичні властивості 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 уявлення геологічних процесів, але і напрямок 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 тепловим режимом, щільністю, тиском, магнетизмом і відповідно агрегатним станом речовини.

Всі геологічні процеси, які відбуваються на поверхні і в надрах Землі, пов'язані з виділенням чи поглинанням тепла. Земля, за висловом академіка О.М. Адаменка, – це велика теплова машина, яка працює понад 4 млрд. років. І мінливість природи Землі спричинена двома головними силами: перша розташована в надрах Сонця, а друга – в надрах самої Землі. Внаслідок радіоактивного розпаду обидві сили утворюють тепло, яке благотворно впливає на земну систему і підтримуватиме її активність ще принаймі 5 млрд. років. Перша сила, *сонячна енергія*, проникаючи через атмосферу, нагріває земну поверхню та впливає на клімат і гідрологічну систему Землі, а також на процеси ерозії та переміщення осадових порід. Друга сила, *внутрішня теплота Землі*, впливає на всі геологічні процеси, що відбуваються всередині Землі.

Завдяки внутрішній теплоті температура Землі з глибиною зростає. Про це свідчать глибокі шахти, свердловини і лава вулканів, температура якої досягає 1200 – 1300 °C.

Нагрівання поверхні Землі залежить від припливу сонячного тепла і добова температура її змінюється до глибини 1 – 1,5 м, а сезонна – до 30 м. Нижче цього шару лежить *нейтральна зона*, де не фіксується коливання температури і вона залишається приблизно такою, як середньорічна температура поверхні даної місцевості. Так, у склепінні Паризької обсерваторії на глибині 28 м вже більше 100 років температура постійна і складає +11,8 °С.

Глибина залягання нейтральної зони не скрізь однакова і залежить в першу чергу від величини річних коливань температури і теплопровідності гірських порід.

Нижче нейтральної зони 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 ($\text{кал/см}^2 \cdot \text{с}$). Значення показника теплового потоку в цілому для планети є змінною величиною. У межах континентів ця величина знаходиться в інтервалі 0,9 – 1,2 мккал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$, збільшуючись до 2 – 4 мккал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ в гірських областях. Згідно з численними даними, її середні значення становлять 1,4 – 1,5 мккал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$. Високі теплові потоки спостерігаються також в районах проявлення сучасного вулканізму – в середньому 3,6 мккал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$, а також у таких рифтових зонах як озеро Байкал, тепловий потік якого змінюється від 1,2 до 3,4 мккал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$. На значних просторах Світового океану величина теплового потоку знаходиться в межах 1,1 – 1,2 мккал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$, зростаючи в районах серединно-океанічних хребтів до 1,8 – 2,0 мккал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$, а в окремих місцях – до 6,7 – 8,0 мккал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$.

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 ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K 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 у меншій мірі, Сонцем.

Визначення температури у 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.

Кількість метрів, на яку треба опуститися нижче нейтральної зони, щоб температура зросла на 1 °C називається *геотермічною сходинкою*. А кількість градусів, на яку підвищується температура при заглибленні на кожних 100 м нижче нейтральної зони називається *геотермічним градієнтом*.

Геотермічний градієнт і відповідно геотермічна сходинка у різних місцях земної кулі різні і залежать, перш за все, від геологічної будови земної кори у 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 °C на 1 км, а геотермічна сходинка 6,67 м. Найменший градієнт зареєстрований в Південній Африці, де його величина становить 6 °C на 1 км, геотермічна сходинка при цьому дорівнює 167 м. У свердловині на Кольському півострові, у геологічній будові, якого беруть участь древні кристалічні породи на глибині 11 км температура складала біля 200 °C, що відповідає геотермічній сходинці близько 20 м. Середній геотермічний градієнт, який приймається як еталон, становить 30 °C 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, прості арифметичні перерахунки. При постійній величині градієнта на глибині 100 км температура повинна складати 3000 °C. Проте, це не співпадає 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. Це узгоджується з теорією земного магнетизму: якщо б температура в центрі Землі була значно вище 5000 °С, Земля б “розмагнітилася”.

Зменшення підвищення температури з глибиною пояснюється тим, що головним джерелом тепла тут є розпад радіоактивних речовин, основна маса яких знаходиться у верхній мантії до глибини близько 400 км.

До фізичних властивостей Землі відносяться також її *щільність* і *внутрішній тиск*.

Щільність Землі є непостійною величиною і змінюється залежно від агрегатного стану речовини та її складу. Згідно з геофізичними даними в середньому щільність планети становить 5,52 г/см³. При цьому для земної кори

ця величина складає $2,8 \text{ г/см}^3$, у покрівлі верхньої мантії, нижче межі Мохоровичича, щільність порід становить $3,3 - 3,4 \text{ г/см}^3$, а в низах нижньої мантії приблизно $5,5 - 5,7 \text{ г/см}^3$. Верхня межа зовнішнього ядра характеризується щільністю речовини $9,7 - 10,0 \text{ г/см}^3$, а з глибиною вона зростає до $11,0 - 11,5 \text{ г/см}^3$ і у внутрішньому ядрі становить $12,5 - 13,0 \text{ г/см}^3$. Щільність земної речовини разом з масою є однією з основних фізичних величин, які суттєво впливають на *гравітаційне поле*.

Тиск у глибинах Землі створюють гірські породи, які мають величезну масу і тиснуть на нижні шари. Він знаходиться у прямій залежності від щільності, сили тяжіння та маси і, як зазначені параметри, з глибиною зростає. Вчені підраховали, що на глибині 1 км тиск складає близько 10^8 гПа , на глибині 150 км – $6 \cdot 10^4 \text{ гПа}$, а в центрі Землі він повинен перевищувати $3,5 \cdot 10^{11} \text{ гПа}$.

При тиску у декілька сотень тисяч атмосфер в лабораторних умовах кристалічні тіла (мармур) набувають пластичних властивостей і навіть “течуть”. Звідси припускають, що в глибоких надрах Землі матерія знаходиться в пластичному стані.

7.2. Внутрішня будова Землі та методи її вивчення

Вивчення внутрішньої будови Землі життєво важливе. З цим пов'язаний розподіл корисних копалин, процес утворення макрорельєфу, землетруси, вулканізм і внутрішнє тепло.

Для вивчення внутрішньої будови Землі використовують два методи: *сейсмічний і бурування*.

Сейсмічний метод заснований на принципі реєстрації хвиль, що проходять у надрах Землі і викликані землетрусами або штучними вибухами.

У вогнищах землетрусів виникають два головні типи сейсмічних хвиль *поздовжні або Р-хвилі і поперечні або S-хвилі*.

Поздовжні хвилі, подібно до звукових коливань, поширюються шляхом стискання і розрідження середовища, яким вони рухаються. Вони

розглядаються як реакція середовища на зміну об'єму. Оскільки швидкість розповсюдження поздовжніх хвиль вища за швидкість інших хвиль, то вони приходять на пункт реєстрації першими. Виникають вони у будь-якому середовищі: в твердих, рідких і газоподібних тілах.

Поперечні хвилі поширюються з меншою швидкістю і виникають лише в твердому середовищі. Вони є реакцією середовища на зміну форми, тому поширюються лише в твердому середовищі. Це хвилі, при яких деформації частинок гірських порід відбуваються у напрямку, перпендикулярному розповсюдженню хвилі. При цих хвилях гірські породи зсуваються лише перпендикулярно до напрямку хвилі. Швидкість поперечних хвиль завжди менша за швидкість поздовжніх хвиль, тому вони реєструються другими.

Від епіцентру землетрусу радіально поширюються *поверхневі хвилі*. Вони утворюються на поверхні Землі найбільш повільні. Це найбільш руйнівні хвилі, вони викликають тріщини і зміщення в земній корі.

При сильному землетрусі *сейсмічні хвилі* поширюються в усі боки, пронизуючи земну кору. Якщо б Земля була однорідною, то хвилі мали б прямолінійний характер і однакову швидкість. Однак шлях їх непрямолінійний і швидкість скачкоподібна: до глибини близько 60 км швидкість поздовжніх хвиль зростає з 5 до 8 км/с, глибше далі зростає і на глибині 2 900 км вона досягає 13 км/с, після чого падає до 8 км/с, а потім ближче до центру Землі повільно зростає до 11 км/с. Поперечні хвилі глибше 2900 км не проникають.

Така різка зміна швидкостей сейсмічних хвиль на глибинах 60 і 2900 км свідчить про значні зміни щільності речовини на цих глибинах. Це послужило австрійському геофізику К. Буллену підставою виділити три головні області Землі – *земну кору, мантію і ядро*, які відділені одна від одної чітко вираженими поверхнями розділу першого порядку, де швидкість хвиль різко змінюється.



Рис. 23. Схема внутрішньої будови Землі [47]

На основі визначення швидкості поширення поздовжніх сейсмічних хвиль в земній корі виділено два шари:

- *зовнішній* або *гранітний* з швидкістю поширення поздовжніх сейсмічних хвиль 6 км/с;
- *нижній* або *базальтовий* з швидкістю поширення поздовжніх сейсмічних хвиль 6,5 км/с.

Межа між цими шарами називається *розділом Конрада*.

Потужність гранітного шару неоднакова: на континентальних рівнинах складає в середньому 10 – 12 км; в горах зростає до 70 – 80 км (“корені гір”), а на дні океанів незначна, або зовсім відсутня.

Базальтовий шар охоплює всю Землю суцільним шаром. Гранітний і базальтовий шари складаються в основному з кисню (O_2), кремнію (Si) і алюмінію (Al).

Залежно від будови та історії розвитку існує 2 типи земної кори:

континентальний (материковий) – потужний з трьома шарами:

- 1) осадові породи;
- 2) гранітний;
- 3) базальтовий;

океанічний – менш потужний (до 20 км) і складається з 2 шарів:

- 1) осадовий;
- 2) базальтовий.

Континентальна земна кора займає близько третини загальної площі поверхні планети, на якій розміщені найбільші масиви суходолу – платформи.

Океанічна кора складає дві третини поверхні Землі. Вона значно молодша від континентальної земної кори. Вік навіть найдавніших ділянок ложа океану не перевищує 220 млн. років, тоді як вік континентальних гірських порід сягає 4 млрд. років. Потужність океанічної земної кори становить 6 – 11 км.

Нижче земної кори на глибині в середньому 33 км розташована так звана *сейсмічна межа*, яка характеризується різким збільшенням швидкостей проходження сейсмічних хвиль і нижче якої розташовується друга внутрішня геосфера – *мантія*. Вперше це явище було виявлено сербським сейсмологом Мохоровичичем, на честь якого сама межа дістала назву ***поверхні Мохоровичича***, або скорочено – *поверхні Мохо*, *поверхні М*. На суші ця поверхня розташована на глибині від 17 до 70 км, під дном океану на глибині до 18 – 20 км, а в окремих місцях до 5 км і менше.

Мантія поширена до глибини 2 900 км. За геофізичними показниками розрізняють *верхню* і *нижню* мантії.

Верхня мантія – активна частина, тут відбуваються інтенсивні переміщення, поширені вогнища землетрусів, вулканізму, горотворних процесів. 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 течіння 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 порівняно 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 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.

Верхня мантія є основним поставщиком внутрішнього тепла Землі. На межі між верхньою мантією і земною корою утворюються і залягають поклади металічних руд і алмазів та інші копалини, які просочуються в земну кору. У складі мантії переважають кремній (Si), магній (Mg), залізо (Fe).

Земне ядро є третьою внутрішньою геосферою Землі і починається з глибини 2900 км. Воно 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 поділяється на три частини: більше за розмірами, ефективно рідке *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 сьогоднішнього дня залишається нез'ясованим. Останнє чітко виділяється за сейсмічними даними. Для нього характерні велика щільність та висока електропровідність. Це дозволяє припустити, що ядро Землі складається із заліза, з домішками нікелю та сірки, а також, можливо, кремнію або кисню.

7.3. Гравітаційне поле Землі

Гравітаційне поле Землі – фізичне поле певного космічного простіру, зумовлене тяжінням маси Землі і відцентровою силою, яка виникає в наслідок добового обертання Землі. Незначною мірою воно залежить також від тяжіння Місяця і Сонця й інших небесних тіл та маси земної атмосфери. *Гравітація* – означає тяжіння. Вона є однією з важливих властивостей Землі. Відкрита І. Ньютоном у XVII ст. В основу теорії гравітації покладено закон Всесвітнього тяжіння, відповідно до якого всі тіла взаємно притягуються з силою, яка прямо пропорційна добутку мас взаємодіючих тіл та обернено пропорційна квадрату віддалі між ними. Якби Земля не оберталася, то в результаті взаємного притягання всі земні частини розташувалися б рівномірно навколо спільного центра притягання і Земля набула б форми правильної нерухомої кулі. Сила притягання на поверхні такої кулі була б скрізь однаковою і спрямована до центра. Сила тяжіння існує як у малих, так і великих тілах. Між масою тіла і потужністю гравітаційного поля існує пряма залежність. Біля поверхні Землі середнє значення напруженості гравітаційного поля дорівнює $9,8 \text{ м/с}^2$, з висотою цей показник зменшується. Теоретично гравітаційне поле Землі поширюється до безконечності. Ближче до поверхні Землі, крім сили тяжіння, діє відштовхувальна сила, зумовлена обертанням Землі навколо своєї осі і називається *відцентровою*.

Відцентрові сили пропорційні квадрату швидкості обертання (v) і обернено пропорційні віддалі від осі обертання (R), тобто:

$$F = \frac{mv^2}{R},$$

Відцентрові сили перпендикулярні до осі обертання. На полюсі, де швидкість обертання дорівнює нулю, відцентрова сила також дорівнює нулю. На екваторі, де швидкість найбільша (465 м/с), відцентрова сила також найбільша. Відцентрова сила зменшує силу притягання. Рівнодійна цих двох сил називається **силою тяжіння**. Вона вимірюється прискоренням см/с^2 , якого набуває тіло в першу секунду свого падіння. На екваторі це прискорення становить $978,05 \text{ см/с}^2$, на полюсі – $978,04 \text{ см/с}^2$.

Величина сили тяжіння визначається масою тіла і обчислюється за формулою:

$$F = mg,$$

де m – маса тіла; g – прискорення ($9,81 \text{ см/с}^2$).

Рівнодіюча двох сил – гравітаційної і відцентрової – називається **силою тяжіння** і визначається вона масою тіл. Адже, **маса** – це не що інше, як сила, з якою тіла притягуються в напрямі до центра Землі.

Сила тяжіння сприяє утриманню тіл і предметів на поверхні Землі, а гравітаційне поле утримує на відстані супутник Землі – Місяць.

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 різних величин) показують простір.

Кожній окремо взятій точці на земній поверхні властива своя величина сили тяжіння. Із зниженням широти величина сили тяжіння зменшується. Зменшення її до екватора пояснюється двома ознаками:

- збільшенням у цьому напрямку відцентрової сили і збільшенням відстані від центра;

- особливостями внутрішньої будови планети.

Найбільша сила тяжіння ($9,83 \text{ м/с}^2$) на полюсах, де практично відсутня відцентрова сила, а відстань до центра Землі найменша. На екваторі, де відцентрова сила і відстань від центра Землі найбільші – сила тяжіння найменша – $9,78 \text{ м/с}^2$.

Зміна величини прискорення сили тяжіння спостерігається із глибиною. Максимального значення (близько 1037 гал) вона досягає біля підшови нижньої мантиї. 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);

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

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

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

Гравітаційне поле має величезний вплив на розвиток планети і її географічну оболонку. Він проявляється в тому, що:

- сила тяжіння визначає справжню фігуру земної поверхні – геоїд, зумовлює рухи земної кори;

- під впливом сили тяжіння відбувається переміщення пухких гірських порід на поверхні мас води, льоду, повітря;

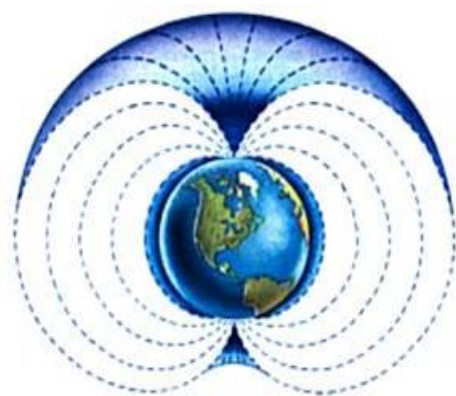
- гравітаційне поле Землі є однією з причин кругообігу в літосфері, атмосфері і гідросфері.

За формулою гравітаційного тяжіння вчені підраховали повну масу Землі, яка становить $5,976 \cdot 10^{27}$ г. Маючи об'єм сферичної Землі та її масу було знайдено і середню густину Землі – $5,52 \text{ г/см}^3$. Встановлено, що земна кора має середню густину 2,7, то щоб середня густина Землі дорівнювала $5,52$ внутрішнє ядро повинно мати густину не менше 11 г/см^3 .

7.4. Магнітні властивості Землі

Земна куля має магнітне поле і властивість магніту. Якщо взяти кусок намагніченого заліза чи магнітну стрілку, то вони весь час одним кінцем показуватимуть на північ, а іншим – на південь. На цьому принципі працює магнітний компас. У Китаї про це знали ще 2 тис. років до н.е., в Європі магнітною стрілкою для орієнтації на місцевості почали користуватись з XII ст. У природі магнітного поля ще не все з'ясовано. Відомо, що серед всіх металів лише залізо і нікель можуть бути постійними (їх ще називають **ферромагніти**). Але ферромагніти перестають бути магнітами, якщо їх нагріти вище точки Кюрі (770°C для заліза і 358°C для нікелю).

Виходячи з того, що земне ядро має температуру близько 5 тис. $^\circ\text{C}$, то воно не може бути ферромагнітним.



Існує багато теорій походження магнітного поля Землі. Найбільш ймовірною є *теорія динамо* – Земля є скоріше електромагнітом, ніж постійним магнітом. Природу Землі постійного магнітного поля пов'язують із дією складної системи електричних струмів, які виникають при обертанні Землі та турбулентної конвекції (переміщення) в рідкому зовнішньому ядрі.

Рис. 24. Схема магнітного поля [47]

У даному випадку Земля відіграє роль динамомашини, в якій механічна енергія обертання і переміщення речовини у рідкому зовнішньому ядрі, що виступає в ролі конвекційної системи, генерує електричні струми та зв'язаний з ними магнетизм.

Магнітне поле Землі досягає висоти 80 – 90 тис. км від її поверхні. При цьому до висоти 44 тис. км воно постійне, вище – змінне.

Залежно від знака магнітного поля воно захоплює і утримує електрони чи протони, створюючи у верхніх шарах атмосфери *радіаційний пояс*. Сфера навколоземного простору, в якому знаходяться заряджені частинки, захоплені магнітним полем Землі називається *магнітосферою*.

Магнітні силові лінії на поверхні Землі називаються *магнітними меридіанами*. Вони сходяться в двох пунктах – *магнітних полюсах*. Уявна пряма лінія, що з'єднує магнітні полюси називається *магнітна вісь*. Магнітна вісь нахилена до осі обертання Землі під кутом $11,5^\circ$ і не проходить через центр Землі. Магнітні полюси не співпадають з географічними і весь час переміщаються. На сьогоднішній день Північний магнітний полюс знаходиться в Канадському архіпелазі на о. Принца Уельського під 72° п. ш. і 96° зх. д. Щоденно він посувається до Північного полюса на 20,5 м (щорічно 7,5 км) і в 2185 р. він збіжиться з Північним полюсом, а з 2400 р. вже буде на Таймирі.

Південний магнітний полюс тепер в Антарктиді під 70° пн. ш. і 150° сх. д. Він рухається швидше (30 м/добу) в напрямку Австралії.

Кут між магнітним і географічним меридіанами називається *магнітним схиленням*. Воно обчислюється за північним кінцем стрілки компаса і може бути і західним, і східним:

східне (+) – відраховується від географічного меридіана на схід до 180° ;

західне (-) – відраховуються від географічного меридіана на захід до 180° .

Лінії, що з'єднують точки на карті з однаковим схиленням називаються *ізогонами*.

Нульова ізогона – це лінія, яка з'єднує точки, в яких стрілки компаса направлені строго на географічний полюс. Вона ділить земну кулю на дві

частини. У зв'язку з постійною зміною елементів земного магнетизму карти магнітних схилень складають на п'ятирічні періоди, які називаються **магнітними епохами**.

Магнітне поле утворює також кут між площиною горизонту. Кут між вектором напруженості геомагнітного поля з горизонтальною площиною називається **магнітним нахиленням**.

На магнітному екваторі магнітне нахилення дорівнює 0° , а до полюсів зростає і над магнітним полюсом вже складає 90° – стрілка компаса при цьому стає вертикально.

Лінії, що з'єднують на карті точки з однаковим нахиленням називають **ізоклінами**. У зв'язку з тим, що магнітні полюси не збігаються з географічними, ізокліни не збігаються з паралелями.

Важливим показником (елементом) земного магнетизму, поряд з магнітним схиленням і магнітним нахиленням, є *напряга земного магнетизму* – кількість коливань магнітної стрілки за одиницю часу, або періодом її коливань, подібно до того, як сила тяжіння визначається періодом коливання маятника. Вимірюється напряга магнітного поля в амперах на метр (А/м) або в ерстедах ($E = 79,5755$ А/м). Лінії на картах рівних значень напруги називають **ізодинами**. Напряга магнітного поля зростає від екватора до полюсів від 31,6 А/м до 55,7 А/м.

Якщо схилення й нахилення характеризують напрям магнітних силових ліній, то магнітна напряга характеризує їх силу. Разом всі ці три величини (магнітні схилення, нахилення і напряга) називаються **елементами земного магнетизму**.

Місце найбільшої напруги магнітного поля називається **полюсами напруги**.

Вимірювання показують, що на поверхні планети часто спостерігаються **магнітні аномалії**, що проявляються у відхиленні значень елементів земного магнетизму від середнього значення даного місця.

Магнітні аномалії бувають:

регіональні – охоплюють великі площі і викликані глибинними процесами. Сюди відноситься Східно-Сибірська аномалія, де має місце західне схилення замість східного;

локальні – пов'язані з місцевими особливостями будови земної кори (наприклад, покладами залізної руди у Кривому Розі).

Магнітне поле зазнає періодичних і неперіодичних коливань. Найбільш сильні періодичні магнітні коливання одержали назву **магнітних бур**. Вони зумовлені змінами електричних потоків в атмосфері під впливом сонячного вітру. Магнітні бурі пов'язані з підвищеною активністю Сонця.

Значення магнітного поля Землі. Вивчення всіх проявів геомагнетизму має важливе теоретичне і практичне значення. Разом з атмосферою воно захищає органічний світ від згубних ультрафіолетових та корпускулярних променів, послаблюючи їх і перетворюючи в промені менших енергій. Електромагнітні процеси, що відбуваються на значних висотах, активно впливають на приземну атмосферу, у тому числі на її нижні шари, де формується клімат. Із збуренням геомагнітного поля пов'язано збільшення холодних зим і сильних посух у Східній Європі та Західному Сибіру. З одинадцятирічними варіаціями узгоджуються коливання клімату й стоку річок. Під впливом магнітного поля змінюється в'язкість, електропровідність, поверхневий натяг та інші характеристики води. Можливо, тому наша кров чутлива до змін магнітного поля.

Магнітне поле використовують для орієнтування на земній поверхні. Карти магнітного схилення й нахилення потрібні навігаторам, геодезістам і скрізь, де треба визначати напрям руху. Магнітна розвідка стала одним з найдешевших методів пошуку родовищ заліза, алмазів, золота, нафти тощо. Магнітосфера має важливе значення для життєдіяльності людства. У ній пролягають орбіти штучних супутників Землі, космічних кораблів, лінії радіо- і телевізійного зв'язку.

7.5. Історія Землі

Наука, яка вивчає геологічну історію Землі називається *історичною геологією*. *Історична геологія* є синтезуючою наукою, вона користується фактичним матеріалом, зібраним цілим рядом дисциплін, таких як стратиграфія, літологія, петрографія, геотектоніка, палеонтологія, палеогеографія, регіональна геологія та ін., систематизує його, встановлюючи загальні закономірності еволюції фізико-географічного середовища протягом тривалої і складної історії Землі. Серед *основних завдань*, які вирішуються цією наукою, слід назвати:

- а) встановлення відносного та абсолютного віку гірських порід;
- б) відтворення рухів земної кори і історії розвитку її структури;
- в) відтворення фізико-географічних умов минулих геологічних епох (розподіл суші і моря, рельєф, кліматичні умови, органічний світ тощо);
- г) встановлення загальних закономірностей геологічного розвитку Землі у цілому і земної кори зокрема.

Документами для реконструкції геологічного минулого служать гірські породи і скам'янілі органічні рештки, що містяться у них. У свою чергу більшість гірських порід складається із шарів (верств). Визначенням віку верств, встановленням послідовності їх формування, співставленням одновікових верств на великих площах займається *стратиграфія* (від лат. stratum – шар) – розділ геології на якому базується вся історична геологія.

Історію Землі поділяють на два віки:

космогонічний (тривав 2 – 3 млрд. р.) – впродовж якого Земля формувалася з космічного пилу як планета;

геологічний – (триває близько 4 млрд. р.) з того часу, як Земля стала планетою. Всі ці зміни, яких зазнала Земля після утворення кори до даного часу, вивчає наука *історична геологія*.

Основними об'єктивними документами, за якими відновлюється історія земної кори, служать гірські породи.

За сучасними радіохімічними дослідженнями вченим вдалось встановити абсолютну геохронологію життя Землі і встановити в тисячах, мільйонах чи мільярдах років час тих чи інших геологічних подій.

Вчення про вік, тривалість і послідовність формування гірських порід, що складають земну кору; визначення часу утворення гірських порід, з яких складаються земні верстви називається **геохронологія**. Розрізняють геохронологію *відносну* та *абсолютну* (ядерну, ізотопну).

Відносна геохронологія користується палеонтологічним методом і визначає відносний вік порід за скам'янілими органічними рештками фауни і флори, які збереглися в цих породах на основі принципу послідовності нашарувань. У результаті виявляють відносну послідовність і час виникнення одних гірських порід чи живих організмів щодо інших.

Відносний вік гірських порід визначають *стратиграфічними* та *палеонтологічними методами*. *Стратиграфічні методи* базуються на відносній послідовності утворення і залягання шарів земної кори. За характером їх залягання, мінералогічним і гранулометричним складом судять про попередні геологічні процеси і фізико-географічні умови, в яких вони відбувалися (матеріали відкладу гірських рік легко відрізнити від матеріалів, що відкладаються рівнинними ріками, пласти, що осіли на дні озер, від пластів, що осіли на дні морів). Потужні товщі вапняково-глинистих порід, наприклад, свідчать про наявність колись відкритого моря, а піщано-галькові відклади – утвори біля морських берегів.

Палеонтологічні методи беруть до уваги викопні рештки організмів і послідовність їх еволюції. Вивчення викопних залишків давніх вимерлих організмів розкриває картину поступового розвитку органічного життя, починаючи з давніх часів до сьогоднішнього дня.

Буває, що тварини чи рослини, попавши в умови вічної мерзлоти довго не розкладаються, але в більшості випадків вони розкладаються і залишається лише скелет, окремі кістки, зуби, черепашки, які при певних умовах кам'яніють

чи залишають відбитки, за якими визначають тварину чи рослину, яким вони належать.

Абсолютна геохронологія встановлює час утворення гірських порід на основі визначення *радіологічного віку* їх за допомогою різних методів (калій-аргонового, рубідій-стронцієвого, уран-торій-свинцевого, гелієвого, вуглецевого, мономінеральних фракцій та ін.). За цими методами вік Землі становить приблизно 4 – 4,5 млрд. років, вік найдавніших порід в Україні – 3,5 млрд. років. Перші визначення абсолютного віку радіоактивних мінералів за накопиченням у них свинцю були виконані Б. Болтвудом у Канаді в 1907 р. На підставі геохронологічних досліджень розроблено геохронологічну шкалу. Найбільшими її підрозділами є *криптозой*, що поділяється на архей і протерозой та фанерозой. Останній поділяється на три ери – палеозойську, мезозойську і кайнозойську. Ери поділяються на періоди.

Абсолютна геохронологія встановлюється *радіологічними методами*. Вони базуються на розпаді радіоактивних елементів з утворенням ряду проміжних продуктів і в кінці кінців стійких елементів. Так, кінцевим продуктом розпаду урану, наприклад, є свинець, калію – аргон і т.д. Слід відмітити, що процес розпаду відбувається в будь-яких умовах з однією і тією ж швидкістю. При цьому, через однаковий для даного елемента час розпадається половина радіоактивної речовини, в якій би кількості ми її не взяли. Якщо взяти 1 кг урану, то половина його розпадається через 4,5 млрд. років. Інші радіоактивні елементи мають інший період напів розкладу. За кожен млн. років з грама природного урану, наприклад, утворюється близько 0,0001 г свинцю. Знаючи вміст у тій чи іншій породі урану і свинцю можна визначити вік цієї породи з моменту її утворення.

За допомогою цього методу встановили, що найдревніші породи на Землі утворились близько 4,5 млрд. років тому. Більш молодші утворення вивчають за періодом напіврозпаду вуглецю C^{14} , який триває 6 тис. років. Вуглець нагромаджується у рослинах і тваринах протягом їх життя. При відмиранні

рослинних чи тваринних організмів починається його розклад, за яким і визначають рік залишків.

Внаслідок тривалого вивчення гірських порід і залишків організмів *геологічна історія Землі* поділяється на: 2 еони, 5 ер і 11 періодів (за Г.І. Руденком, О.М. Адаменком, 2009 р.):

I – Докембрійський еон (тривав з 4560 – 543 млн. років тому) з ерами:

1. Архейська (гр. *archaios* – стародавній) тривала з 3800 до 2600 млн. р. тому (в тому числі глибокий архей тривав з 4560 до 3800 млн. років тому);

2. Протерозойська (гр. *proteros* – більш ранній і *zoo* – життя) тривала з 2500 млн. років назад до 543 млн. років назад.

II – Фанерозойський еон (триває з 543 млн. років тому до наших днів) з ерами:

3. Палеозойська – (гр. *palaaios* – стародавній) тривала з 543 млн. р. тому до 252 млн. р. тому з періодами:

3.1 ордовик (490 – 443млн. років тому);

3.2 силур (443 – 418 млн. років тому);

3.3 девон (418 – 354 млн. років тому);

3.4 карбон (354 – 290 млн. років тому);

3.5 перм (290 – 252 млн. років тому).

4. Мезозойська (гр. *mesos* – середній) – тривала від 252 до 65 млн. р. тому з періодами:

4.1 тріас (252-199,5 млн. років тому);

4.2 юра (199,5-142 млн. років тому);

4.3 крейда (142-65 млн. років тому) з епохами:

4.3.1 нижня крейда (142-99 млн. років тому);

4.3.2 верхня крейда (99-65 млн. років тому).

5. Кайнозойська (тривалість з 65 млн. років тому до наших днів) з періодами:

5.1 палеоген (65 – 23,3 млн. років тому) з епохами:

5.1.1 палеоцен (65 – 54,8 млн. років тому);

5.1.2 еоцен (54,8 – 33,5 млн. років тому);

5.1.3 опігоцен (33,5 – 23,3 млн. років тому);

5.2 неоген (23,3 – 1,8 млн. років тому) з епохою:

5.2.1 міоцен (23,3 – 5,0 млн. років тому);

5.2.2 пліоцен (5,0 – 1,8 млн років тому);

5.3 четвертинний-антропоген (1,8 млн. років тому – наші дні).

Вік Землі і метеоритів Клерк Патерсон визначив у 1956 році за віком скам'янілостей і віком найдавніших кристалічних порід (4 млрд. 550 млн. років) знайдених у західній Австралії. В докембрійський еон, в його еру глибокого архею Земля ще перебувала у стадії акреції: з космічної матерії сформувалося велике тіло, всередині якого була розплавлена рухома речовина. Важкі елементи потрапляли в ядро, легкі підіймалися у мантию, а найлегші утворили земну кору. Температура на поверхні поступово знижувалась, йшло внаслідок діяльності фотосинтезуючих мікроорганізмів, накопичення кисню, стовщувався озоновий шар. З'являється первинна земна атмосфера та океани.

Внаслідок процесів у надрах Землі в одних місцях утворювались нові гірські породи, в інших вони руйнувались. Збільшились континенти, почали рухатись літосферні плити.

Однак, через значні метеоритні бомбардування на Землі знищується первинна атмосфера, первісні океани і життя. Далі, внаслідок вулканічних процесів виділяється азот, вуглекислий газ і водяна пара, що спричинює формування вторинної атмосфери. Під дією ультрафіолетових променів Сонця пара розщеплювалась на водень, кисень та озон.

У наступну *Архейську еру* з водяної пари утворюються океани, формується верхня частина земної кори, внаслідок вулканічної діяльності утворюються нові поверхневі гірські породи. У цей час земна кора розколюється на кілька літосферних плит, що сходяться і розходяться. Формується з менш щільних порід основа континентів, з щільніших – океанське дно. У період 730 – 580 млн. років тому, відбувається декілька зледенінь. Як припускають багато вчених, вони пов'язані з процесом утворення континентів у

тропічних зонах у наслідок збільшення кількості відбитого від планети світла і глобального похолодання.

Протерозойська ера характеризується початком появи найдавніших складоутворювальних рухів, що призвели до утворення перших платформ або протоплатформ, відбувається інтенсивна складчастість названа **байкальською**, яка викликала підняття грандіозних складчастих структур гірських областей названих **байкалідами**. У цей період численними розломами із надр на поверхню Землі піднімалися лавові потоки магми, які істотно збільшували товщину земної кори, іде формування основних родовищ різних корисних копалин. У цей час утворилися родовища залізної руди Кривого Рогу.

У *Палеозойській ері* у наслідок руху літосферних плит, змінюється форма континентів, утворюються нові океани, дно давнього океану зазнає субдукції. Відбувається з'єднання кількох континентів з утворенням спочатку суперконтиненту Гондвана, а потім ще більшого суперконтиненту Пангея. Різко змінюється клімат – від охолодження морських вод в ордовіку й поширення пустель у девоні до утворення тропічних морів у кам'яновугільному періоді, тропічних дощових лісів та утворення пустель. Різку зміна клімату в цей період більшість вчених пояснює не кліматичними коливаннями, а рухом континентів, спричиненим переміщенням літосферних плит.

У *Палеозойській ері* відбулися два великих тектонічних цикли:

каледонський – почався загальним підняттям материків (нижній кембрій – силур) гороутворенням. У середині циклу підняття змінилося опусканнями, підсилювався вулканізм. Останній етап цього циклу відзначився новими підняттями та складкоутвореннями;

герцинський (нижній девон, карбон і перм). Він повторює етапи каледонського циклу: загальне підняття змінюється опусканням, у кінці нього відбувається знову підняття. Це викликало істотні зміни в розподілі суші і моря, впливало на будову земної кори.

Мезозойська і Кайнозойська ери характеризується тим, що у цей період історії Землі:

- відбувається розвиток поряд з рослинним і тваринного світу;
- завдяки інтенсивній діяльності живих організмів, а також з їх залишків утворилися специфічні гірські породи і корисні копалини органогенного походження (нафта, метали);
- значні території суші в південній півкулі зазнали зледеніння.

Найновіший етап почався в антропогеновому періоді. На початку нього розвивалось потужне зледеніння на півночі і в помірних широтах Європи і Північної Америки. Площа максимального дніпровського зледеніння становила 47 млн. км². Найзнаменитішою подією цього періоду є *поява розумної істоти* – людини, яка внаслідок своєї господарської діяльності все більше впливає на природні процеси розвитку земної кори.

Питання для самоконтролю

1. Внутрішня будова Землі.
2. Земна кора та її складові.
3. Мантия та її роль у формуванні географічної оболонки та забезпеченні людства корисними копалинами
4. Ядро та його будова.
5. Чим викликане магнітне поле Землі?
6. Розкрийте поняття “магнітне схилення” і “магнітне нахилення”.
7. Історія розвитку Землі.
8. Які Ви знаєте методи визначення віку гірських порід?
9. Який вік Землі?
10. Чим характеризується антропогеновий період розвитку Землі?

РОЗДІЛ 8. РЕЛЬЄФ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

8.1. Поняття про рельєф і його форми

Наука, яка вивчає будову, походження, історію розвитку і сучасну динаміку земної поверхні називається *геоморфологією* (від гр. “гео” – земля, “морфе” – форма, “логос” – наука). Головним об’єктом, який вивчає геоморфологія, виступає *рельєф* (фр. *relief*, від лат. *relevo* – піднімаю) – сукупність нерівностей поверхні суходолу, дна океанів і морів, різноманітних за обрисами, розмірами, походженням, будовою, віком та історією розвитку. Ці нерівності за орієнтуванням у просторі можуть бути *позитивними* чи *додатними* (горб, гора, хребет тощо) або *негативними* чи *від’ємними* (западина, провалля, ущелина тощо). Рельєф не слід розглядати як механічне сполучення якихось абстрактних геометричних поверхонь. Він характеризується цілим комплексом ознак і особливостей, серед яких виділимо:

1. Рельєф значною мірою залежить від особливостей геологічної будови, у зв’язку з чим його вивчення неможливе без знайомства зі складом та властивостями гірських порід, а також без розуміння процесів, що протікають у надрах Землі;

2. Особливості рельєфу визначаються також процесами, які домінують у зовнішніх оболонках Землі (атмосфері, гідросфері, біосфері), що вимагає спеціального вивчення цих процесів для розуміння умов формування рельєфу;

3. Утворюючись на контакті різних середовищ географічної оболонки, які безперервно змінюються у часі і в просторі, рельєф є продуктом динамічної системи. Отже, аналізувати рельєф можна лише в історичному аспекті, тобто з урахуванням його мінливості у часі, яку часто називають *динамікою рельєфу*;

4. Нарешті, сам рельєф, який є безперервною комбінацією різноманітних поверхонь (від горизонтальних до вертикальних), впливає на активність геоморфологічних процесів, тобто однією з ознак рельєфу виступає його саморозвиток.

Вирішальне значення у саморозвитку рельєфу належить гіпсометрії, тобто висотному положенню даної ділянки земної поверхні відносно рівня моря (цілком зрозуміло, що геоморфологічні процеси по-різному протікають на низовинах, височинах чи у горах). Загальну уяву про співвідношення гіпсометричних рівнів на Землі дає гіпсографічна крива.

Отже, рельєф одночасно виступає як продукт геологічного розвитку і як складова частина географічного ландшафту. Звідси витікає і своєрідне становище геоморфології у комплексі наук про Землю, з одного боку вона виступає як наука геологічна, з іншого – є частиною фізичної географії.

Сучасний рельєф склався у результаті тривалого історичного розвитку Землі.

У геоморфології великого поширення набула класифікація форм рельєфу за їх розмірами:

наноформи (гр. *nanos* – карлик) – дрібні форми рельєфу висотою до декількох десятків сантиметрів. Виникає в результаті суфозійно-карстових, термокарстових, мерзлотних, ерозійних, еолових та ґрунтотвірних процесів, а також в результаті життєдіяльності тварин і людини;

мікроформи – комплекс нерівностей земної поверхні, обумовлений головним чином екзогенними процесами з коливаннями висот не більше декількох метрів; дрібні форми рельєфу, що є деталями тієї чи іншої ділянки земної поверхні (рельєф річкових заплав, рівчаків тощо). Наприклад: степові блюдця, прируслові вали, полігональні утворення. На території України притаманні певним районам мікроформи утворилися під впливом *денудації* (гриви на шаруватих товщах Донецької височини), *останці* (на кристалічних породах Придніпровської, Приазовської, Подільської височин), *суфозії* і *просадки* – блюдця степові і поди на лесових породах Придніпровської і Причорноморської низовин; *карстових процесів* – лійки карстові на розчинних породах Передкарпаття, Закарпатської низовини, Подільської височини, Кримських гір тощо. Серед *аккумулятивних мікроформ* – численні конуси виносу в гирлах ярів і балок, делювіальні шлейфи біля підніжжя гір і височин,

кучугури на піщаних терасах Дніпра, окремі піщані горби на водно-льодовикових рівнинах Поліської низовини, зсувні форми рельєфу;

мезоформи – форми рельєфу, проміжні за розмірами між макрорельєфом і мікрорельєфом (напр., річкові долини, ущелини, улоговини, моренні горби тощо). Їхня площа вимірюється кількома або десятками км². Мезорельєф представлений нерівностями земної поверхні середніх розмірів з амплітудами висот до декількох десятків метрів, що утворені внаслідок екзогенних процесів. Приклади мезорельєфів на території України: кінцево-моренні пасма, прохідні долини та водно-льодовикові зони. В Українських Карпатах та Кримських горах – окремі відроги хребтів, у межах височин – пасма і кряжі, на всій території – долини малих річок, яри, балки тощо;

макроформи (від гр. “великий”, “довгий”) є складовими частинами мегарельєфу Землі і охоплюють площі у десятки і сотні тисяч квадратних кілометрів. До макроформ належать окремі хребти або западини будь-якої гірської країни, значні ділянки крупних рівнин тощо. В Україні, наприклад, до макроформ можна віднести окремі частини Східно-Європейської рівнини (Поліська низовина, Подільська височина тощо), Карпат (Бескиди, Горгани, Вододільний хребет тощо), Криму (Головне, Внутрішнє, Зовнішнє пасма). Це окремі хребти і западини гірських країн, вони є складовими частинами мегаформ, площею сотні або тисячі км²;

мегаформи – найкрупніші елементи рельєфу земної поверхні: материкові виступи, западини океанів, гірські пояси, рівнинні країни, розломи планетарного масштабу виражені у рельєфі тощо. Форми мегарельєфу обумовлені силами загальнопланетарного характеру, які взаємодіють з усіма іншими силами ендегенного та екзогенного характеру. Мегаформи займають площі сотень або десятків тисяч км² (гірські системи Карпат, Альп, Кавказу);

планетарний рельєф – найбільші елементи рельєфу, вони займають площі сотні тисяч і мільйони км². Це материки, ложе океану, серединно-океанні хребти.

За *генезисом* рельєфу буває таких типів і форм:

Типи рельєфу		Форми рельєфу
Ендогенний	тектонічний	хребти, височини, рівнини, западини
	вулканічний	кратери, лійки, конуси, лавові плато і нагір'я
Екзогенний	схилувий	осипи, обвали, зсуви, випуклі та ввігнуті схили
	водний або флювіальний	річкові долини, балки, яри, тераси, дельти
	морський та озерний	абразійні схили, ніші, пляжі, берегові вали, приморські тераси
	льодовиковий або гляціальний	троги, кари, баранячі лоби, ози, ками
	карстовий	печери, гроти, лійки, сталактити, сталагміти
	вітровий або еоловий	западини, гряди, бархани, дюни
	біогенний	нори, кротовини, коралові рифи
	техногенний	кар'єри, копанки, шахти, насипи, вали, тераси

За *формою* рельєфу розрізняють території: *рівнинні* і *гірські*.

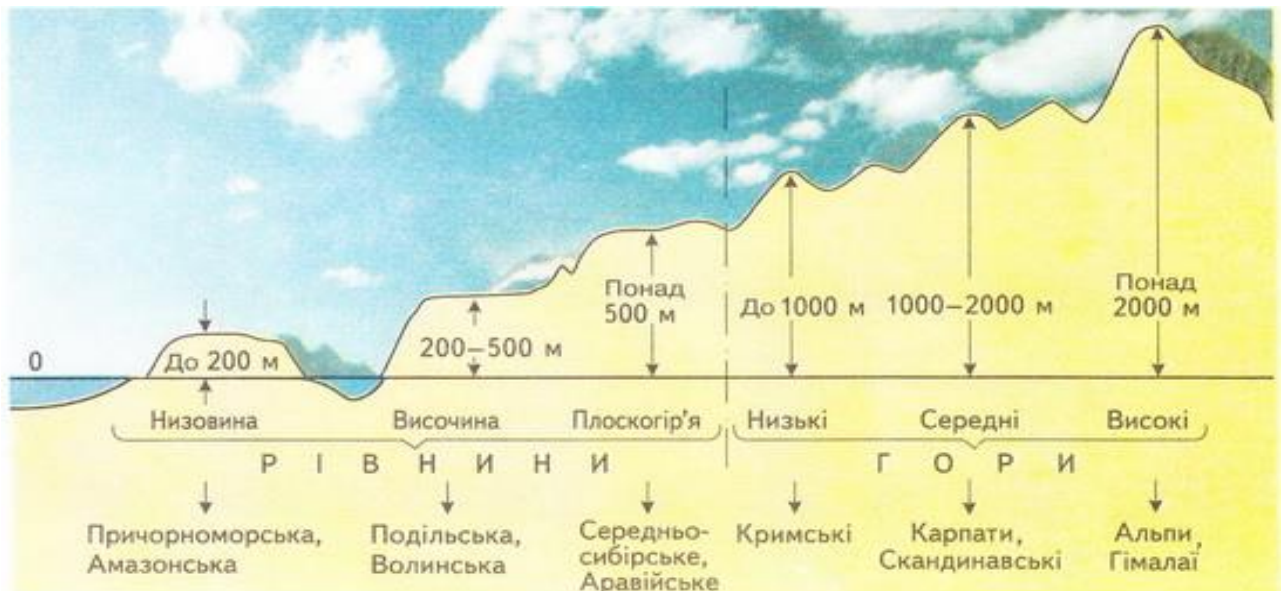


Рис. 25. Форми рельєфу [47]

Рівнини – це форма рельєфу, поверхня якої в межах видимого горизонту є рівною або хвилястою. Висоти сусідніх точок на рівнині мало відрізняються

одна від одної. Залежно від спрямованості новітніх рухів земної кори та дії екзогенних процесів рівнини поділяються на 3 типи:

денудаційні – це рівнини, які утворені багатовіковими підняттями окремих ділянок земної кори;

цокольні – це рівнини, які утворилися на місці розвитку плат формового чохла;

аккумулятивні – це рівнини, які сформувались в результаті вікових опускань літосфери.

Залежно від висоти над рівнем моря рівнини можуть бути:

низовини – частина рівнини, що залягає нижче 200 м над рівнем моря;

височини – ділянки рівнини, що піднімаються над навколишньою місцевістю на висоту близько 500 м над рівнем моря;

плоскогір'я (плато) – височини, утворені майже горизонтально залягаючими шарами осадових порід із плоскою поверхнею і стрімкими схилами. Середня висота їх від 200 до 3 000 м над рівнем моря;

кряжі – витягнуті форми рельєфу, що відповідають поодиноким периферійним складкам (Донецький кряж).

Гори – ділянки земної поверхні високо підняті над прилеглими рівнинами і мають сильно розчленований рельєф зі стрімкими схилами і чітко окресленими вершинами. Гори здіймаються над рівнем моря вище 500 м прямолінійно, дугоподібно або у вигляді ізольованих підвищень, простягаються на сотні і тисячі кілометрів.

За висотою гори поділяються на *низькі* (до 1 000 м), *середні* (до 2 000 м), *високі* (до 5 000 м) і *дуже високі* (понад 5 000 м над рівнем моря).

За способом утворення гори бувають:

складчастими – гори, які виникають переважно внаслідок зім'яття у величезні складки осадових порід. Вони утворились переважно в альпійську епоху гороуворювання і за геологічними віком вони порівняно молоді (Альпи, Карпати, Кримські гори, Кавказ);

глибовими – гори, які утворилися внаслідок підняття на велику висоту жорстких глиб земної кори. Ендогенні процеси розколюють фундамент платформи на окремі глиби і піднімають їх на різну висоту (Східний Саян, Яблонський і Становий хребти та ін.);

складчасто-глибові (відроджені гори) – гори, які спочатку були складчастими, пізніше зазнали сильного руйнування, а в альпійську епоху окремі їх глиби знову були підняті на велику висоту. Тоді ж були зім'яті в складки, більш молоді відклади (Тянь-Шань, Памір, Алтай та ін.).

Гори, які лінійно витягнуті на велику відстань і обмежені принаймні з двох сторін глибокими паралельними долинами називаються **гірським хребтом**.

Ряд гірських хребтів значної довжини і висоти, що протягаються паралельно один до одного на велику віддаль називаються **гірськими пасмами**.

Окремі ділянки, які розміщені більш менш ізольовано і мають приблизно однакову протяжність у довжину і ширину та порівняно мало розчленовані називаються **гірськими масивами**.

Місце, де перетинаються два або кілька хребтів називається **гірським вузлом**.

Нагір'я – це гірська країна, де поєднуються гірські хребти і високі рівнинні ділянки.

Поверхня дна океанів теж досить складна і неоднорідна. Виділяють 3 основні елементи рельєфу дна Світового океану:

Материкова обмілина (шельф) з площею 27,5 млн. км²;

Материковий схил – 38,7 млн. км²;

Ложе океану – 295,1 млн. км².

Материкова обмілина (шельф) – підводна частина материків до глибини 200 м, звідки дно переходить у материковий схил. Рівнина шельфу нахилена в бік океану. Вона займає площу 27,5 млн. км² і є місцем інтенсивних нагромаджень відкладів.

Материковий схил – частина дна між шельфом і ложе океану на глибинах від 200 м до 4 000 м. Іноді він займає широку смугу з улоговинами,

хребтами і підвищеннями, проте частіше це вузька смуга із значним нахилом. Має форму рельєфу похилих рівнин, каньйонів, виступів та східчастих знижень у напрямку ложе. Загальна площа материкового схилу у Світовому океані становить 38,7 млн. км².

Ложе океану – найбільша за площею (295,1 млн. км²) частина Світового океану на глибинах більше 4 000 м. У будові *лож* виділяють:

- океанічні улоговини, в межах яких поширені глибоководні западини;
- підводні височини, плато;
- серединно-океанічні хребти.

Мілка берегова частина моря, його прибережна смуга, яка осушується під час відпливу називається **літораль**.

Морське дно глибиною від 2 000 м і більше називається **абісаль**.

Рельєф дна Світового океану вивчають вимірюванням його глибини за допомогою *лота-глибокоміра*, або *ехолота* (звукового лота).

8.2. Внутрішні (ендогенні) процеси рельєфотворення

Ендогенні процеси – хімічні і фізичні процеси, які відбуваються в глибинах Землі. Вони зумовлені внутрішніми силами Землі: енергією, що виникає у процесі розвитку речовини Землі, дією сили тяжіння, що виникає при обертанні Землі.

Поверхня Землі знаходиться в постійному русі: в одних місцях вона піднімається, в інших – опускається. І хоч амплітуда цих коливань незначна (декілька мм за рік), однак вони утворюють нерівності, змінюють поверхню планети. Такі рухи називаються **тектонічними**.

Тектонічні рухи поділяються на *коливальні*, *складкоутворювальні* і *розривні*.

Вікові коливання. Дослідження узбережжя морів і океанів показує, що інколи значно вище сучасного рівня моря знаходяться тераси, тобто уступи, створені давно морськими припливами. На цих терасах можна знайти залишки морських організмів. Все це свідчить про підняття суші. На острові

Шпіцберген, наприклад, такі тераси знаходяться на висоті до 150 м над рівнем моря. Спостереженнями встановлено, що район Ботнічної затоки піднімається зі швидкістю 2 см за рік, або 2 м за сторіччя. І навпаки, на дні Егейського, Адріатичного та інших морів на глибині до 20 м знайдено залишки будівель і навіть міст, які колись були на суші. Це свідчить про опускання суші.

Сьогодні встановлено, що починаючи з XVII ст. територія Скандинавії піднялась на 2 м. Сьогодні піднімаються території західних районів України, Донбасу, Запоріжжя. Опускаються території Голландії, півдня Англії, півночі Італії.

При піднятті суші відбувається *регресія* (відступ) моря, при опусканні – *трансгресія* (наступ) моря.

Якщо коливання охоплюють велику територію, їх називають *ейперогенічними* (від гр. ейперос – суша).

Вікові коливання земної кори сприяють перерозподілу площ суші і моря, горизонтальному розчленуванню суші. Помітний їх вплив і на поверхню суші, хоч в цілому ці рухи не порушують будову земної кори.

Складкоутворювальні рухи. Вони викликають найбільш грандіозні порушення земної кори і приводять до утворення гір.

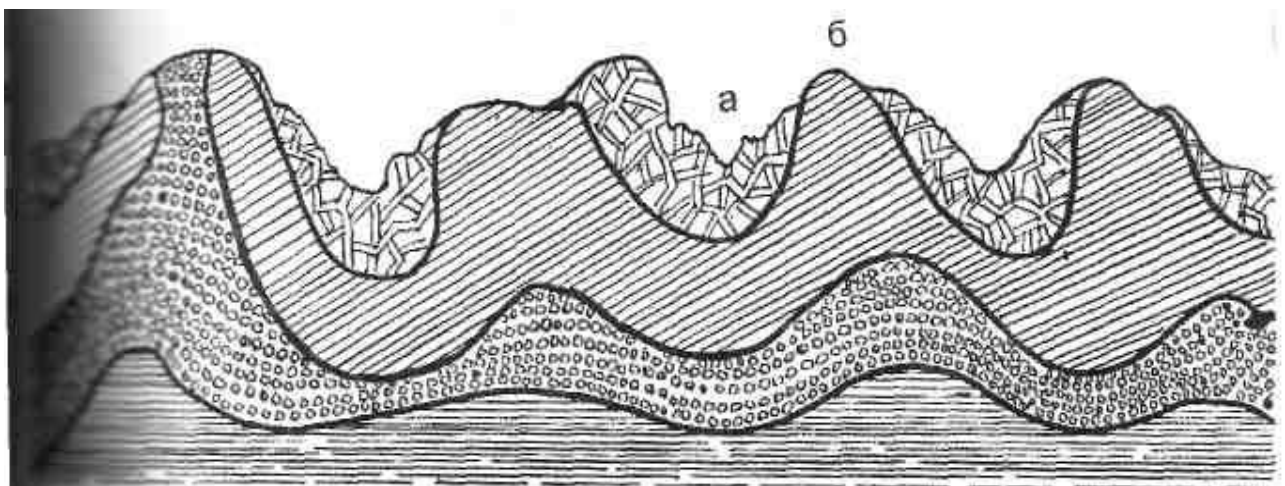


Рис. 26. Гірські складки: а) синкліналь; б) антикліналь

Як же виникають складкоутворюючі рухи? На ділянках земної кори, які довгий час опускалися, нагромаджуються великі товщі осадових порід як морського (коли ці ділянки покривалися морем при трансгресії), так і

континентального походження (річкові, озерні, вітрові відклади, виноси гірських потоків). На значній глибині під бічним тиском твердих порід сусідніх ділянок, який виникає під час горизонтальних рухів у земній корі, пласти осадових порід, що залягали горизонтально, при високих температурах і тиску змінюються у складки дуже різноманітної форми (до кількох км висоти), які пізніше піднімаються над поверхнею Землі.

Складки, які повернуті опуклістю догори називаються **антиклінальними**, ввігнуті складки – **синклінальними**. У природі зустрічаються поєднання синкліналей з антикліналями.

Більшість гірських хребтів земної кулі – це складки шарів земних порід, які утворилися внаслідок підняття ділянок земної кори. Їх називають **складчастими горами**. До них відносяться Альпи, Кавказ, Гімалаї, Кордільєри, Карпати, Кримські гори. Це молоді складчасті гори, бо вони утворились в альпійську епоху, і зазнали незначних руйнувань.

Гори, що утворилися в попередні епохи складчастості (байкальську, каледонську, герцинську, мезозойську), більш зруйновані і вважаються старими (Скандинавські, Уральські).

Деякі області складкоутворення після виникнення складчастих гір та їх поступового руйнування, можуть підніматися, розколюватися і на них можуть утворюватися гірські скидові хребти (Тянь-Шань). Цей процес називається **процесом відродження гір**.

Розривні рухи призводять до порушення гірських порід. Вони проявляються там, де діючі сили більші, ніж стійкість порід в земній корі, внаслідок цього утворюються тріщини. При цьому пласти гірських порід починаються повільно переміщуватися вгору або вниз, утворюючи *скиди*.

Якщо ділянка земної поверхні залишається на місці або піднімається, а сусідня ділянка опускається, утворене таким шляхом підвищення називається **горстом**, а опущена по розломах ділянка – **грабен**.

Розривні тріщини, які заповнені іноді водою, утворюють глибокі озера відповідної форми. Так утворилося озеро Байкал.

На земній поверхні ділянки мають різну рухомість. Виходячи з того, вони поділяються на:

геосинклиналі – це досить рухомі ділянки, які піддаються великим змінам;

платформи – ділянки з більш стійкою земною поверхнею.

Геосинкліналі – це рухомі ділянки земної кори, складені різноманітними осадовими, метаморфічними, інтрузивними і вулканічними породами. Інколи породи інтенсивно зім'яті в складки горотворними процесами. Їх потужність іноді сягає 15 – 18 км і більше. Така велика товща осадових порід нагромаджується у зв'язку з прогинанням земної кори. У геосинкліналях на великій глибині під впливом високої температури породи *пластичні*, тому при горотворних процесах тут виникають складчасті гори.

У житті геосинкліналей розрізняють декілька стадій:

1) *стадія закладання* – ембріональна, коли на дні моря або океану після деякого прогинання починають нагромаджуватися осади;

2) *стадія нагромадження осадів*, або *стадія дозрівання* – стадія заповнення прогинів дна осадами і підготовки до горотворення (орогенезу);

3) *стадія складчастості* – коли під впливом наростання горизонтального (бокового) і вертикального (радіального) тиску виникають гори, тобто здійснюється процес горотворення;

4) *стадія післяорогічна* – це процес руйнування гір.

Геосинкліналі неодноразово зникали, а потім знову виникали на старому чи новому місці. Вони існують і сьогодні, в районі Тихого океану, що підходить до Азійського узбережжя, і в Середземному морі.

Геосинклінальні області часто належать до глибоких тектонічних розломів, що досягають меж верхньої мантії. Утворення розломів супроводжується:

- дробленням складок земної кори з утворенням цілісного простягання;
- посиленням вулканічної та сейсмічної активності.

Платформа – малорухлива ділянка земної кори, що закінчила геосинклінальний шлях розвитку. На платформах немає складкоутворювальних

процесів і вулканічної діяльності. Денудація перетворила високі гірські хребти в горбисту місцевість, яку з поверхні прикривають досить потужні, різної висоти осадові відклади. Вони залягають горизонтально або мають полого падіння. Нижній структурний ярус називається **складчастою основою**, або **фундаментом**. Для нього характерна велика зім'ятість пластів посиленними тектонічними рухами, що мали місце в минулому.

Платформи існують двох видів:

материкові платформи – це відносно стабільні області з переважанням піднять літосфери. Це найбільш древні ділянки земної кори, які утворилися внаслідок піднять з надр Землі більш легких елементів. Платформи утворюють ядра всіх континентів: в Євразії – це Східноєвропейська (Руська), Сибірська, Китайська, Індостанська платформи, в Америці – Північноамериканська, Південноамериканська, Східнобразилійська; в Африці – Північно і Південноафриканські; в Австралії – Австралійська; в Антарктиді – Антарктична.

На деяких ділянках платформ осадових відкладів немає і тому докембрійські магматичні і метаморфічні гірські породи виходять безпосередньо на земну поверхню. Такі райони іменують **щитами**. На території Східноєвропейської платформи є Балтійський і Український кристалічні масиви. На щитах поширені в основному породи архейського і протерозойського віків, з якими пов'язані великі родовища залізних руд, хрому, нікелю, міді, марганцю, золота та інших металів. Рельєф древніх і молодих платформ рівнинний;

океанічні платформи, як і материкові, є відносно стабільними областями, але у них переважають тривалі опускання літосфери.

Їх межі окреслені материковими схилами й океанічними жолобами з однієї сторони і серединно-океанічними хребтами – з іншої. В основі океанічних платформ залягає базальтовий шар. З поверхні їх прикривають малопотужні осадові породи. Потужність кори збільшується в напрямі від серединно-океанічних хребтів до материкового шельфу, у цьому напрямку

збільшується і вік кори, але вона молодша за материкову. Звідси, зародження кори відбувається під океанами і продовжується під континентами.

8.3. Утворення материків і океанів

Існує багато гіпотез щодо утворення материків і океанів. Найбільшої популярності набула гіпотеза *континентального дрейфу* (дрейфу) німецького вченого А. Вегера. За цією гіпотезою до верхнього палеозою існував єдиний суперконтинент *Пангея*. У мезозої він почав розколюватися на окремі материки, після чого почався їхній дрейф. Так відокремилася північна і південна Америки від Європи, Африка, Австралія та Антарктида від Азії і дрейфували поступово на нинішні свої місця, а між ними виникли молоді океани. Підстави для такого висновку у А. Вагера були такі:

- факт подібності обрисів материків розділених сьогодні Атлантичним океаном – північної та південної Америки з одного боку, Європи та Африки з іншого;
- подібність наземної флори і фауни, які населяли південну групу материків до розпаду Пангеї;
- сліди покривного зледеніння, яке у пізньопалеозойський період охопило південні, так звані Гондванські континенти;
- підстилання океанів і континентів різних порід – океанів – базальти, а континентів – граніти. І, як вважав А. Вегенер, при розходженні континентів відбулося вивільнення базальтового шару від гранітного.

Відповідно до теорії літосферних плит земна кора разом із частиною верхньої мантиї (тобто літосфера) не є монолітним панцирем нашої планети, а складається з декількох дуже великих блоків (плит) товщиною від 60 до 100 км. Межі між плитами проходять по серединно-океанічних хребтах і по глибоководних жолобах, а на суші – по гірських поясах і гігантських тріщинах-грабенах.

Учені виділяють 7 великих та кілька менших плит. Найбільша з них Тихоокеанська плита з площею 108 млн. км². У порядку зменшення літосферні

плити розташовуються наступним чином: Африканська, Євразійська, Індостанська, Північноамериканська, Антарктична Південноамериканська. Розміри плит постійно змінюються, одні з них збільшуються, інші – зменшуються. Ці процеси відбуваються на межах плит так, що розміри Землі залишаються незмінними. Плити переміщуються одна відносно іншої. Більшість з них включає як материкову, так і океанічну кору. Ці величезні літосферні плити легші від мантії і переміщуються приблизно на 10 – 15 см за рік по порівняно м'якому, пластичному шарі верхньої мантії – астеносфері. Сили, що викликають рух плит, виникають при переміщенні речовини у верхній мантії, так звані *конвективні потоки*. Наслідками руху плит є такі явища і процеси, як утворення молоді океанічної кори у глибинних розламах рифтових долин, серединно-океанічних хребтів, формування глибоководних жолобів, де відбувається опускання у мантію однієї з плит, виникнення гірських споруд на межах плит.

Краї плит чітко окреслені глобальними системами розподілу епіцентрів землетрусів. Можливі три типи відносного руху плит:

1) *дивергенція*, або розходження їх в різні сторони. При цьому в серединно-океанічних хребтах утворюється нова океанічна кора. Пізніше кора переміщується в горизонтальному напрямку по океанічному дні і у місцях сходження з материковою просувається під неї (процес субдукції), у результаті чого утворюються океанічні жолоби і острівні дуги;

2) *конвергенція*, або сходження внаслідок зустрічного руху. При цьому процесі субдукції не відбувається, а формуються складчасті гори (Гімалаї, Альпи, Карпати);

3) *проковзання* однієї плити відносно іншої так званими трансферними розламами.

Список гігантських тектонічних плит з розмірами наведено в таблиці. Серед плит менших розмірів варто згадати: індостанську, арабську, карибську плити, плиту Наска і плиту Скотія. Австралійська плита фактично злилася з Індостанською приблизно 50 – 55 млн. років назад. З найбільшою швидкістю

рухаються океанські плити. Так, плита Кокос рухається зі швидкістю 75 мм за рік, а тихоокеанська плита – зі швидкістю 52 – 69 мм в рік. Найнижчу швидкість має євразійська плита – 21 мм за рік.

Найбільші тектонічні плити:

Назва тектонічних плит	Площа, 10 ⁶	Зона покриття
Африканська	61,3	Африка
Антарктична	60,9	Антарктика
Євразійська	67,8	Азія і Європа
Африканська	61,3	Африка
Австралійська	47,2	Австралія
Північно-Американська	75,9	Північна Америка і північно-східний Сибір
Південно-Американська плита	43,6	Південна Америка
Тихоокеанська	103,3	Тихий океан

8.4. Основні епохи гороутворення в історії Землі

Виділяють такі *епохи гороутворення*:

допалеозойська – гори цієї складчастості зруйновані і вирівняні;

каледонська складчастість відбувалась в палеозої (в кембрійському, ордовікському і силурійському періодах). Гори у даний час сильно зруйновані, мають невелику висоту (Скандинавські, Алтайські);

герцинська складчастість відбувалась в пізньому палеозої, вона створила гори середньої Європи, Урал та інші;

альпійська складчастість почалася в палеогені і продовжується до цього часу. Сюди відносяться молоді високі гори: Альпи, Гімалаї, Анди, Карпати.

Зі складноутворенням і розривними рухами у земній корі пов'язані такі грізні явища природи як землетруси і вулкани.

Землетруси – це раптові коливання земної кори, зумовлені різними магнітними природними причинами. Вони бувають: *вулканічними, обвальними* (в горах) і *тектонічними*.

Молоді складчасті області, вулканічні пояси і серединні океанічні хребти, де найбільшої сили набувають землетруси називаються **сейсмічні зони**. В Україні такими сейсмічними районами є Карпатські і Кримські гори.

Більша частина епіцентрів землетрусів зосереджена в областях сучасного гороутворення. Найбільш потужний *Тихоокеанічний пояс*, в якому вивільняється близько 80 % сейсмічної енергії Землі. Землетруси тут пов'язані, як вважають вчені, з переміщенням океанічної земної кори під материкову.

Менш сейсмічно активним є *Європейсько-Азійський пояс* (басейн Середземномор'я, Кавказ, Іран, Памір, Тянь-Шань, Гімалаї, гори Південно-Східної Азії). На їх частку припадає 15 % сейсмічної енергії.

Інтенсивність землетрусу визначається за 12 бальною (японська 7 бальна) шкалою – *сейсмографами*. Для визначення інтенсивності коливань ґрунту в епіцентрі служить сейсмічна шкала Меркаллі, заснована на ступені руйнування будівель та інших проявів землетрусів, яка вельми суб'єктивна. Сила (чи енергія) землетрусів вимірюється за шкалою *магнітуд Ріхтера*. Класифікація землетрусів за магнітудами заснована на оцінці енергії сейсмічних хвиль, що виникають при землетрусах. Магнітуда визначається за максимальною амплітудою коливань ґрунту, записаною на сейсмограмі, знятої на відстані 100 км від епіцентру.

Точка виникнення землетрусу називається **фокусом** або **вогнищем** (гіпоцентром). Точка на поверхні, що розташована безпосередньо над фокусом, називається **епіцентром землетрусу**.

За глибиною фокусу землетруси поділяються на:

поверхневі (відстань від епіцентра до гіпоцентра до 10 км);

нормальні (10 – 75 км);

проміжні (75 – 300 км);

глибокофокусні (300 – 700 км).

Визначення глибини осередку землетрусів свідчить, що 80 % всіх землетрусів виникає у земній корі, більшість на глибині 8 – 10 км. Максимальна відома глибина осередку становить 720 км, тобто біля межі

верхньої і нижньої мантії. Чим глибше гіпоцентр, тим більший район охоплює землетрус. Найбільша сила землетрусу в епіцентрі. При віддалені вона слабшає.

Якщо землетрус відбувається на дні моря, раптові зміщення морського дна можуть спричинити *цунамі* або *припливні хвилі*. Від епіцентру землетрусу вони поширюються зі швидкістю до 800 км/год. У відкритому океані цунамі рідко вищі за 1 м, однак ближче до берегів можуть утворювати стіну до 20 м висотою. Таким чином, *цунамі* – це потужна розрядка енергії, яка може поширюватись поверхнею океану на значній віддалі з великою швидкістю у вигляді *катастрофічної хвилі*.

Для виявлення цунамі у басейні Тихого океану, де цунамі виникають найчастіше, з 1948 року діє глобальна система попередження. Вона базується на Гавайських островах, реєструє інформацію про землетруси всього Тихоокеанського регіону, а в разі виникнення цунамі видає попередження. За допомогою супутників дані про наближення цунамі надходять за кілька годин до початку, що дає можливість вчасно евакуювати населення прибережних районів. **Вулкани** (від імені давньоримського бога вогню Вулкана) – це конусоподібні підвищення на земній поверхні з отвором (кратером), які постійно або час від часу викидають гарячі гази, пару, уламки гірських порід і виливають лаву.

Вулкани поділяються на:

діючі, через які періодично відбувається виверження;

згаслі, про діяльність яких не збереглося ніяких історичних відомостей.

Здебільшого вулкани мають вигляд конусоподібної гори, що утворилась з продуктів їхнього виверження. В середині вулкану проходить вертикальний канал, верхня частина якого називається **жерлом**.

По цьому каналу з глибин Землі підіймається лава та інші продукти виверження. Отвір каналу міститься на вершині гори, має лійко- або чашоподібну форму і називається **кратером** (від грецького – “чаша”).

Під час виверження вулканів на земну поверхню надходять рідкі, тверді і газуваті речовини.

До рідких продуктів виверження належить лава. **Лава** – це магма, яка піднялась на поверхню землі із якої виділилась частина газів. Температура її під час виверження сягає 800 – 1 200 С. Пересічна швидкість пересування лави 1 – 2 м/с, в окремих випадках – 8 м/с.

Тверді продукти виверження утворюються у результаті розбризкування і застигання у повітрі лави, розпушування і викидання застиглої лави попередніх вивержень. Серед твердих продуктів виверження за розмірами розрізняють: вулканічний попід, вулканічний пісок, вулканічні камінці – лапілі та вулканічні бомби (інколи у декілька тонн вагою).

Залежно від характеру виверження всі діючі вулкани поділяють на кілька типів: гавайський, стромболійський, везувіанський, пелійський та кракатоутський.

У вулканів гавайського типу (Мауна-Лоа та Кілаеуа) лава спокійно піднімається у кратер і заповнює його, утворюючи ніби озеро. Час від часу вона переповнює кратер і спокійно стікає по схилах.

Для стромболійського типу (Стромболі та деякі сопки Камчатки) характерні ритмічні, некатастрофічні виверження, під час яких виділяється багато попелу, лапілів, вулканічних бомб. Лава спокійно виливається з кратера по схилах.

Виверження вулканів везувіанського типу супроводиться виділенням великої кількості газів, попелу, бомб, лапілів, які силою вибуху підіймаються на велику висоту та виливанням в'язкої кислої магми.

Пелійський тип (Мон-Пеле) відзначається наявністю дуже густої лави, яка утворює в жерлі ніби корок. Під напором газів лава витискується з жерла у вигляді вогненного шпилью. Розжарені гази, наче хмара, скочуються по схилу вулкана.

Для кракатоутського типу вулканів (Кракатау, Бандай) характерні величезної сили вибухи, які часто повністю руйнують конус вулкану. Лава з вулкану кракатоутського типу не виділяється. Виверження вулкану іноді відбувається не через кратер, розташований на вершині гори, а через тріщини,

що прорізають схили вулкану. Ці тріщини-кратери називаються *паразитичними*.

На земній поверхні нараховується понад 640 діючих вулканів, частина з яких – на дні морів та океанів. Найвідоміші діючі вулкани: Етна, Ключевська Сопка, Фудзіяма, Везувій, Кракатау.

Вулкани на земній кулі розміщені нерівномірно. Вони, як і землетруси, виникають на межах літосферних плит внаслідок руху земної кори. Більша частина діючих вулканів розташована на узбережжі Тихого океану. Ці райони дістали назву *Тихоокеанського сейсмічного поясу*. Тут зосереджено 2/3 всіх наземних діючих вулканів. Багато згаслих вулканів у Середземноморському сейсмічному поясі. В Атлантичному поясі, крім наземних, є підводні вулкани.

Природа вулканізму така: на великій глибині у земній корі створюється висока температура і породи плавляться, утворюючи магму з виділенням газів. Магма, насичена газом, збільшується в об'ємі і знаходиться під високим тиском. Вона намагається рухатись туди, де тиск менший і заповнює тріщини, іноді виривається на поверхню. Відбуваються викиди лави, газів, вулканічного попелу, піску, каменів. Ці продукти виверження, остигаючи, утворюють вулканічні гори у вигляді конусів з *кратером*.

У різних вулканів лава не однакова за хімічним складом, тому вона буває або рідша, або більш в'язка. Рідка лава, при виверженні швидко розтікається, утворюючи не конус, а лише щитоподібне підвищення. Так, кратер вулкану Кілауеа на Гавайських островах являє собою округле озеро діаметром близько 1 км, наповнене булькаючою рідкою лавою. Рівень лави змінюється, він то опускається, то піднімається.

Більш поширені вулкани з в'язкою лавою, що утворює конус. До того ж розміри вулканічних конусів досить різноманітні. Висота їх коливається від декількох десятків метрів до декількох тисяч. Найвищий вулкан *Аконкагуа* 6 960 м.

Діаметри кратерів також бувають різними і не залежать від висоти конуса. Наприклад, у Везувію, при висоті конуса близько 1 300 м діаметр

кратера складає 568 м, Ключевська сопка має висоту 4 750 м і діаметр кратера не перевищує 675 м.

Дуже великі кратери називаються *кальдерами*. Кальдер вулкану Ринггіт на о. Ява має діаметр близько 21 км, а озера Кроноцьке (на Камчатці, займає кратер древнього вулкана) досягає 28 км ширини.

Згаслих значно більше, але вони не піддаються обліку через різну ступінь збереженості.

У геологічному минулому вулканічні процеси були значно активніші, ніж тепер. У ті далекі часи, крім типових вулканів, відбувалися тріщинні або лінійні витоки лав через утворені у земній корі тріщини, які сягали десятків, а навіть сотні кілометрів. З цих тріщин окремими вогнищами чи суцільними потоками виливалася лава. Створювалися лінії вулканічних конусів чи суцільні лавинні покриви – *лавинні плато*, де товщина застиглої лави-плато досягала 2 км (плато Колумбія, Середньосибірське плато).

Закономірність поширення вулканізму полягає в тому, що вони пов'язані з геосинклінальними областями. Більша їх частина поширена навколо Тихого океану (Тихоокеанське вогненне кільце) і в Середземноморсько-індонезійському поясі.

8.5. Зовнішні (екзогенні) процеси рельєфотворення

До *екзогенних процесів* рельєфотворення відноситься сонячне тепло, що поступає на поверхню Землі, робота води, льодовиків, вітру, діяльність живих організмів і вияв складних хімічних процесів, які спрямовані на перетворення окремих гірських порід і утворення нових.

Сукупність процесів, які відбуваються під дією повітря, води, льоду, коливань температури, життєдіяльності тварин, рослин, людини і призводить до руйнування гірських порід називається *вивітрюванням*.

Вивітрювання поділяється на:

фізичне – процес дроблення і рихлення порід внаслідок зміни температури;

хімічне – викликане дією води, в якій розчинені гази, солі, кислоти;

органічне – комплекс фізичних і хімічних процесів, що відбуваються під дією організмів: бактерій, рослин і тварин.

У цілому процес руйнування і зміни гірських порід дуже складний, у ньому проявляються одночасно всі види вивітрювання.

Процес вивітрювання веде до утворення осадових порід:

елювію – продуктів, що залишаються на місці руйнування порід;

делювію – продуктів, перенесених текучими водами, силою тяжіння, льодовиками.

Велику роботу по створенню еолових форм рельєфу проводить *вітер*. Він як руйнує (переносячи піщини, вдаряє ними по скелях), так і створює позитивні форми рельєфу – *бархани*. Бархани не постійні, вони рухаються у напрямку вітру. Швидкість їх руху до 50 – 60 м за рік. Бархани можуть засипати оазиси, населені пункти, посіви і т.д.

Крім барханів (у пустині), вітер може утворювати *берегові дюни*, висота дюнів буває до 100 м. Щоб зупинити рух дюнів використовують деревно-кущові насадження.

Робота снігу – снігові лавини захоплюють з собою каміння і обломки скал, руйнуючи скали гір.

Робота льодовиків. Льодовики займають на Землі площу до 16,1 млн. км² і складають 11 % площі всієї суші. 85 % льодовиків знаходяться у південній півкулі. Льодовики є:

материкові (Антарктида, Гренландія) їх потужність сягає більше 2 200 м, а максимальна – 4 200 м;

гірські – мають дві області: область живлення та область танення – межа, вище якої сніг не тоне повністю навіть літом.

Рухаючись схилами гір, льодовики виконують велику ерозійно-аккумулятивну роботу: виривають ями, котловини, згладжують виступи порід,

розширюють і поглиблюють пониження. При цьому утворюється багато валунів, піску і глини. Вся ця маса називається **морена**. Морена, яка переноситься льодовиком називається **рухомою**. Морена, яка звільнилася від льодовика після його танення називається **відложеною**.

Рельєфотвірна дія текучих вод грандіозна. Вони виконують три види роботи:

- 1) руйнівну (ерозія);
- 2) перенос (транзит);
- 3) відкладання (аккумуляцію).

Ерозія – це руйнування живою силою потоку гірської породи прокладаючи собі шлях до моря чи океану. Вона буває: глибинна, бокова, площинна.

Процеси – ерозія, перенос, аккумуляція можуть чергуватися, але існує закономірність їх чергування для всіх рік: у верхів'ї течії переважає ерозія, в середній частині – перенос, а в нижній – аккумуляція.

Річкова ерозія буває двох видів:

абляція – змив іде як би пошарово, з гладкої поверхні гірських порід;

коразії – тверді породи руйнуються не самою водою, а твердими частинками, які вона несе.

У твердих кристалічних породах швидкі потоки за тривалий час утворюють:

ущелини – вузькі долини з крутими стінками;

каньйони – дуже глибокі, вузькі долини рік (Великий Каньйон ріки Колорадо глибиною 1 800 м і довжиною 380 км).

Рівень, глибше якого врізання русла відбуватися не може називається **базисом ерозії**. Це поверхня того водозабірника, ріки, моря, куди впадає потік. По мірі руху від гирла до витoku кожен потік все більш піднімається над своїм базисом. Глибинна ерозія іде завжди назад – від гирла до водорозділу.

Якщо ріка тече по місцевості, що складена з порід різної твердості, то спершу розмиваються легкі породи, а тверді залишаються, утворюючи уступи, пороги і водоспади.

Водоспади поступово пересуваються вверх завдяки руйнуванню гірських порід. Так, Ніагарський водоспад (на ріці Ніагара, яка витікає з озера Ері і впадає в озеро Онтаріо) відступає до озера Ері з швидкістю до 1,5 м/год.

Бокова ерозія виникає на вигинах русла завдяки інерції відцентрової сили, коли вода притискається до берега і підмиває його. Один берег підмивається з утворенням *меандр*, протилежний навивається з утворенням мілин і тяжів, а іноді озер-стариць.

Великої шкоди завдає не тільки річкова, а й *площинна ерозія*, особливо на окремих ділянках, де дрібні гранули ґрунту потоками дощової чи сніготалої води переносяться в заплаву рік. Підраховано, що всі ріки земної кулі за один рік виносять у моря і океани понад 20 млрд. т речовин, тобто близько 134 т з кожного км².

Площинна ерозія, або змив, частково переходить в лінійну ерозію, або розмив з утворенням балок.

Перенос. Вода, що тече здатна переносити або котити дном тверді частки. І чим більша швидкість течії, тим вища здатність переносу. При швидкості 0,15 м/с вода переносить дрібний пісок, при 1,5 м/с – дрібну гальку, а при 11 – 12 м/с – камені об'ємом до 5 м³. Грязекаменні потоки у горах – селі – переносять глиби масою в декілька тонн.

Великої шкоди Сколівському району Львівської області завдали селеві потоки у Карпатах у липні 2004 р.

Акумуляція – відкладання осадових порід, що переносяться рікою. Текуча вода сортує відклади: швидка вода відкладає крупні частинки – камінь і гравій, а при зниженні чи зникненні течії – дрібні і дрібненькі частинки (пісок, мул). У гирлах рік відкладення наносів приводить до утворення дельт.

Робота підземних вод. Циркулюючі в ґрунтах води обумовлюють такі явища, як зсуви, суфозійні і карстові процеси.

Зсуви утворюються на схилах різних нерівностей, там де водонепроникний шар має нахил, по якому течуть ґрунтові води.

Суфозійні процеси – процеси, викликані рухом ґрунтових вод, що викликають осідання ґрунту.

Карстові процеси – процеси вимиву з ґрунту таких легкорозчинних порід як вапняк, доломіт, крейда, гіпс з утворенням специфічних карстових форм рельєфу (Крим). З карстом пов'язані такі утворення, як печери. Найбільші печери в Україні розташовані на Поділлі: печера Оптимістична довжиною 180 км і Озерна довжиною понад 105 км.

Питання для самоконтролю

1. Яка наука вивчає будову, походження і історію розвитку земної поверхні?
2. Як поділяються гори за способом утворення?
3. Які процеси рельєфоутворення Ви знаєте?
4. Що таке тектонічні рухи і їх вплив на процеси гороутворення?
5. Дайте характеристику віковим коливанням.
6. Поясніть процеси складкоутворюючих і розривних рухів.
7. Рельєфоутворювальна дія вулканів і землетрусів.
8. Назвіть найосновніші гіпотези і теорії утворення материків та океанів.
9. Що таке ендемічні процеси?
10. Назвіть основні епохи гороутворення в історії Землі.

РОЗДІЛ 9. СКЛАД ЗЕМНОЇ КОРИ

9.1. Поняття про мінерали і їх фізичні властивості

Земна кора складається із 106 хімічних елементів. Найбільш поширені з них три: кисень – 49,13 %, кремній – 25 % і алюміній – 8,45 %. Разом вони складають 82,58 % від маси земної кори, а якщо додати ще залізо, кальцій, натрій, калій, магній, водень, титан, вуглець і хлор, то частка цих 12 хімічних елементів становитиме 99,29 %. На всі інші елементи припадає 0,71 %.

У чистому вигляді у земній корі зустрічаються лише золото, платина, срібло, мідь, сірка, а також сполуки вуглецю: графіт і алмаз. Їх називають *самородні елементи*. Інші хімічні елементи знаходяться у сполуках.

Як самородні, так і природні хімічні сполуки, що входять до складу земної кори, однорідні за своєю фізичною будовою та хімічним складом носять назву *мінерали*. З мінералів складаються *гірські породи*.

За фізичним станом мінерали поділяються на:

тверді – переважна більшість;

рідкі – нафта, ртуть, вода;

газоподібні – вуглекислий газ (CO_2), сірководень (H_2S) та ін.

За будовою мінерали бувають:

кристалічні – тобто мінерали, що мають тверді кристалічні ґратки, складаються з атомів, розміщених у чіткому повторювальному порядку, що надає мінералові кристалічної будови і форми;

некристалічні (аморфні) – молекули чи атоми їх розташовані хаотично, як і в рідині. Нині відомо понад 4 млн. мінералів, з них близько 50 поширені на поверхні Землі.

Хімічний склад і внутрішня будова мінералів визначають їх фізичні властивості. До того ж, треба мати на увазі те, що окремі фізичні властивості можуть бути притаманні різним мінералам і, навпаки, будь-яка ознака (колір, густина), може змінюватись залежно від складу і кількості домішок. За фізичними властивостями мінералу можна визначити його назву у довіднику.

До фізичних властивостей мінералів відносяться: *блиск, колір, прозорість, твердість, питома маса і спайність*.

Блиск мінералів обумовлений відбиттям світла від поверхні граней. За цим показником мінерали поділяються на дві великі групи: з *металевим блиском* та *неметалічним блиском*.

Металевий блиск нагадує блиск поверхні свіжого злому металів. Він переважає у самородних мінералів (золото, срібло, платина) і багатьох сульфідів. Є ще мінерали з *напівметалевим блиском*, поверхня яких має вигляд тьмяного металу (графіт, гепатит).

Мінерали з *неметалевим блиском* поділяються, в свою чергу, на наступні типи:

алмазний – сильний блиск, мінерал наче іскрить (алмаз, сфалерит);

скляний – нагадує блиск поверхні скла, поширений серед прозорих мінералів (гірський кришталь, кальцит, голіт, сіль);

масляний – поверхня мінералу наче покрита жиром (кварц на зломі, нефелін);

перламутровий – подібний до блиску перламутру (відливає райдужними кольорами). Він притаманний мінералам з добре вираженою спайністю (смола, слюда, тальк);

шовковистий – характерний для мінералів з тонковолокнистою будовою, подібний до блиску шовкових ниток (азбест, гіпс, селеніт).

Колір – перше, що кидається в очі. На практиці колір визначається на око та порівнянням з добре відомими предметами. Колір залежить передусім від хімічного складу та складу домішок. Тому, лише у деяких мінералів він постійний, наприклад, у піриту він завжди латунно-жовтий; у малахіта – зелений; золота – золотисто-жовтий. У всіх інших він непостійний і змінюється залежно від освітлення. Польові шпати, наприклад, можуть мати жовте, червоне, зелене та інше забарвлення.

Прозорість – здатність мінералу в тій чи іншій мірі пропускати через себе світло. За цим показником мінерали бувають:

- *прозорі* (гірський криштал, камяна сіль);
- *напівпрозорі* (ізмурд, кіновар, холцедон);
- *непрозорі* – навіть тонкі пластинки не пропускають світла (магнетит, графіт).

Твердість мінералів обумовлюється силою зчеплення частинок, що утворюють даний мінерал. Якщо взяти твердий мінерал, то він зробить надріз на м'якому. З практичною метою визначення мінералів німецький мінеролог Ф. Моос склав *шкалу відносної твердості мінералів* від 1 до 10:

- | | |
|-------------------------------|------------------------------|
| 1. тальк; | 6. польовий шпат (ортоклаз); |
| 2. гіпс; | 7. кварц; |
| 3. кальцит (вапняковий шпат); | 8. топаз; |
| 4. флюорит; | 9. корунд; |
| 5. апатит; | 10. алмаз. |

Інтервали твердості між мінералами-еталонами різні. Алмаз твердіший від тальку не в 10 разів, а більше чим у 1 000 разів в абсолютних одиницях твердості. Найбільша різниця у твердості між корундом і алмазом.

Для визначення твердості мінералу натискають на його свіжу поверхню гострим кутом мінералу-еталону. Якщо під руками немає шкали, твердість визначають, приймаючи твердість м'якого олівця за 1; нігтя – 2 – 2,5; мідної монети – 3 – 4; скла – 5; леза, ножа – 6; напильника – 7.

Питома маса показує у скільки разів мінерал важить більше чи менше від такого ж об'єму чистої води при температурі +4 °С. Питома маса кожного мінералу постійна і коливається від 0,8 (нафта) до 21 (платина) і 22,7 – іридій, найважчий мінерал.

Спайність мінералу – здатність його розламуватися по певних площинах. Спайність буває:

цілком досконала – мінерали легко розщеплюються на окремі пластинки з блискучими площинами спайності (слюда, хлорит, гіпс);

досконала – мінерал при ударі розломлюється рівними площинами (галіт, галеніт, кам'яна сіль, кальцит);

середня – при ударі мінерал однаково часто розламується і рівними площинами із утворенням нерівних зломів (польовий шпат, рогова оманка);

недосконала – при вдарянні мінерал розколюється на куски переважно з нерівним зломом (апатит);

цілком недосконала – не можна знайти кусків з рівними площинами (кварц, каситерит).

9.2. Класифікація мінералів

Сьогодні відомо більше 2500 мінералів, не враховуючи їх різновидностей. Однак в утворенні земної кори беруть участь в основному 40 – 50 мінералів. Ці мінерали називають **породотворні**.

Класифікують мінерали за різними ознаками: значенню у народному господарстві, генезису, географічному поширенню та ін. Сьогодні загальноприйнятою є *хімічна класифікація*, за якою всі мінерали групують в 10 класів:

1. Самородні елементи – це мінерали, які складаються з одного хімічного елемента: металу чи неметалу. Відомо до 40 самородних елементів. На їх частку припадає менше 0,1 % маси земної кори (за масою):

золото зустрічається у вигляді пісчинок чи листочків. В Австралії знайдено самородок масою 68,08 кг. Золото широко використовують у техніці, медицині, для виготовлення прикрас. В Україні золото видобувають в основному на Закарпатті;

платина не окислюється і має малий коефіцієнт розширення при нагріванні. Її використовують при виготовленні хімічного посуду і в приладобудуванні;

графіт має твердість 1 – 2, питому масу 2,1 – 2,3, від темно-сірого до чорного кольору. Зустрічається у вигляді щільних земельних скупчень. Графіт широко використовується в металургії для виготовлення вогнетривких тиглів і для “формуальної землі”, в електротехніці – для електродів дугових стержнів,

в атомній промисловості – для будівництва реакторів, а також для виготовлення олівців, чорної фарби, копіювального паперу та ін.;

алмаз (С). Для нього характерний алмазний блиск. Твердість 10. Колір нестійкий, переважно безбарвний, рідше жовтий, бурий, зелений та ін. Спайність досконала. Питома маса 3,5 – 3,6. Завдяки надзвичайній твердості алмаз використовують як абразивний матеріал для виготовлення бурових колонок, нарізки скла, гравіювання. Штучний обрамлений алмаз (брильянт) використовують для виготовлення прикрас;

сірка використовується в піротехніці, для виробництва сірчаної кислоти. На Україні багаті поклади сірки біля Нового Роздолу і Яворова у Львівській області.

2. Сульфіди (сполуки сірки). Сюди відносяться близько 200 мінералів, за своєю масою вони складають не більше 0,25 % маси земної кори. Мають металевий блиск і постійний характерний колір. Служать рудою для одержання різних металів. До сульфідів відносяться:

свинцевий блиск, або галеніт – головна руда для одержання свинцю, який використовується для акумуляторних пластин, виробництва дробу (патрони), шрапнелю, при виготовленні кришталю, фарб, кабелю, в атомній промисловості.

цинкова оманка, або сфалерит – основна руда для одержання цинку, що використовується для оцинковки заліза, у виробництві фарб, для сплавів (латунь, бронза);

мідний колчедан, або халькопірит – головна руда для одержання міді. Піддається хімічному вивітрюванню з утворенням мінералів малахіт, азурит, мідь;

кіновар (“драконова кров”) – єдина руда для одержання ртуті. Добувають у Донбасі.

3. Хлориди. Сюди відносяться близько 100 мінералів. Це легкі, м’які, світлі, часто прозорі мінерали:

кам'яна сіль або *галіт* утворюється на дні солоних водоймищ. З нього одержують соляну кислоту (HCl), хлор (Cl_2), використовується в холодильній справі і як харчовий продукт. Багаті поклади кам'яної солі є у Львівській (м. Дрогобич), Закарпатській областях, на півдні України. Найбільші поклади на Донбасі:

карналіт – сировина для одержання магнію, азотних добрив, бертолетової солі;

сільвін, або *калійна сіль* – сировина для одержання калію.

4. Карбонати (солі вугільної кислоти). Сюди входять близько 80 мінералів, вони складають 1,7 % маси земної кори. Багато з них бурхливо реагує на соляну кислоту з виділенням CO_2 :

кальцит прозорий, якщо через нього дивитися він подвоює предмети, тому застосовується в оптичній промисловості для виготовлення лінз і призм у мікроскопах;

доломіт використовується як флюс при виплавці руд, в цементній промисловості і як добриво;

сидерит або *залізний шпат* – руда для одержання високоякісного заліза. Багато сидериту залягає на Керченському півострові;

малахіт утворюється шляхом вивітрювання мідєвмісних мінералів. Використовується як декоративний камінь, а також для одержання мідного купоросу і зеленої фарби.

5. Сульфати (солі сірчаної кислоти). Сюди відноситься до 160 мінералів. Вони складають не більше 0,1 % маси земної кори. Сульфати мають малу питому масу, невелику твердість і світле забарвлення. За походженням сульфати – морські і озерні осади:

гіпс утворюється у водоймищах. Застосовується у будівництві, медицині, паперовій промисловості, як добриво, у виробництві сірчаної кислоти. Добувається у Донбасі (м. Артемівськ). Різновидності гіпсу голчастої будови називаються *селенітом*; дрібнозернистої – *алебастром* і листового – “*маріанним склом*”;

мірабіліт або *глауберова сіль* – утворюється як морський осад при низьких температурах (зимою). Використовується для виробництва соди, гіпосульфату, ультрамарину, у виробництві скла, медицині. Найбагатше у світі родовище – затока Кара-Богаз-Гол;

барит або *важкий шпат* – один з найважчих мінералів, питома маса 4. Застосовується у хімічній промисловості і у медицині. Добувають у Туркменії і Азербайджані.

6. Фосфати (солі фосфорної кислоти). У цьому класі нараховується до 180 мінералів, що складає менше 1 % маси земної кори. Мають непостійний колір і подібні до карбонатів і сульфатів. Від перших фосфоти відрізняються відсутністю реакції з соляною кислотою, а від других кольором риски (у сульфатів постійна – біла):

апатит – мінерал магматичного походження. З нього виготовляються фосфорні добрива, фосфорну кислоту, застосовується у ливарній промисловості, у медицині. Родовище у Хібінах – Кольський півострів;

фосфорити – використовуються для виробництва фосфору і мінеральних добрив. Утворюються у мілких морях, як осадові гірські породи.

7. Оксиди і гідрооксиди. Сюди відносяться понад 200 мінералів (і вода), їх частка у масі земної кори складає близько 17 %. Це сполуки елементів з киснем або гідроксильною групою (ОН). Мінерали цього класу – важливі руди багатьох металів. Серед них коштовні і напівкоштовні камені. Деякі з них досить тверді. До них належать:

кварц (SiO_2) – найбільш поширений мінерал. Входить до складу майже всіх генетичних типів гірських порід, є основним елементом піску, гравію, щебеню і т.д. Генезис магматичний. Твердість 7, питома маса 2,5 – 2,8, спайкості немає, блиск скляний, колір непостійний. Зустрічається у вигляді кристалів, піску, друз;

кремній – досить розповсюджена різновидність кремнезему;

опал – це аморфна кремнекислота з кількістю води від 0,4 до 28 %. Типовий твердий гідрогель. Відкладається з гарячих джерел. Різновидностями

опалу є опока, трепел, кізельгур. Опал з веселковою грою кольорів відноситься до коштовних каменів. Блиск скляний. Спайність відсутня. Твердість 6. Густина 1,9 – 2,2;

корунд – дуже твердий мінерал, поступається тільки алмазу. Відомі різновидності корунду за кольором: червоний корунд називається **рубіном**, а голубий і синій – **сапфіром**. Вони відносяться до коштовних каменів. Завдяки своїй твердості корунд використовується в техніці.

До цієї групи відносяться також *боксит*, *гематит* (червоний залізняк), *магнетит* (магнітний залізняк), *лимоніт* (руда для виплавки заліза), *пиролюзит* (марганцева руда).

8. Силікати (солі кремнієвих і алюмінієвих кислот). Сюди відноситься до 500 мінералів, які складають 80 % маси земної кори. Це складні сполуки кремнію, алюмінію, заліза, кальцію, магнію, натрію, кисню і водню. Якщо в склад силікатів входить іони Al^{3+} , то їх називають **алюмосилікати**.

оливин – важливий породотворний мінерал магматичного походження, входить у склад глибинних надр. Використовується для виготовлення вогнетривкої цегли;

топаз – коштовний камінь, використовується у точному приладобудуванні;

каолініт утворюється унаслідок хімічного вивітрювання алюмосилікатів, особливо польових шпатів. Застосовується у фосфоро-фаянсовій промисловості, для виготовлення емалі і глазурі;

слюда має досконалу спайність, розколюється на тонкі пластинки. Різновидності слюди: біла – *мусковіт*, а чорна – *біотит*. Використовується в електропромисловості як ізолятор, як покрівельний матеріал (толь).

До цієї групи відноситься також *рогова оманка*, *тальк*, *серпентин*, *ортотлаз*, *мікроклін*, *альбіт* та ін.

9. Нітрати (солі азотної кислоти). Сюди відносяться натрієва (чілійська селітра) і калієва селітра. Утворюються при розкладі органічних залишків у посушливих умовах.

10. Органічні сполуки – однорідні мінерали, в утворенні яких брали участь живі організми:

асфальт – продукт окислення нафти. Зустрічається у нафтоносних районах. Застосовується для покриття доріг;

озокерит (гірський віск) – залишковий продукт окислення нафти багатой парафіном. Подібний на віск, горить яскравим полум'ям, легко плавиться. Використовується для одержання штучного воску, у медицині. У нашому регіоні поклади озокериту є у м. Бориславі;

буриштин – затвердла смола викопних хвойних дерев. В її масі зустрічаються іноді залишки організмів. Залягає у вигляді невеликих округлих кусків. Використовується в електричній і лакофарбовій промисловості, для виготовлення прикрас. Найбагатше родовище – узбережжя Балтійського моря.

9.3. Гірські породи, їх походження і класифікація

Гірські породи – це скупчення природних агрегатів, які складаються з одного або декількох мінералів. Гірські породи, що складаються з одного мінерала, називаються **мономінеральні** (мармур, вапняк, гіпс, нафта та ін.), а з декількох – **полімінеральні** (граніт, базальт, гнейс та ін.). Більшість порід полімінеральні.

Гірських порід є близько 1000 (мінералів 2500). Причина малої кількості гірських порід у тому, що вони утворюються тільки у певних фізико-хімічних умовах, які пов'язані з конкретними стадіями геологічних процесів.

Через це кількість основних породоутворних мінералів обмежена лише 40. Крім них, у гірських породах можуть бути присутні другорядні мінерали, але це не змінює характеру і назви породи.

За походженням гірські породи поділяються на 3 великих класи: *магматичні, осадові і метаморфічні або видозмінені*.

Магматичні породи залежно від умов залягання магми поділяються на:

інтрузивні (глибинні) – утворились у глибині земної кори, в умовах повільного остигання магми, тому їх структура повно кристалічна;

ефузивні (виливні) – породи, що складаються з магми, яка вилася у вигляді лави назовні. При швидкому застиганні утворилася аморфна маса з склоподібними вкрапленнями. Текстура їх пориста і обумовлена виділенням газів з застиглої магми;

змішані – утворилися тоді, коли магма піднімаючись вверх частково кристалізується, а потім виливається назовні і різко застигає. Ці породи мають ознаки *інтрузивних* і *ефузивних*.

Інтрузивні і ефузивні породи різняться не тільки текстурою, а й формами залягання.

Для інтрузивних порід характерна така форма залягання:

батоліти – крупні входження магми у земну кору, простягаються на десятки кілометрів у ширину і сотні – у довжину. У профілі мають звивисту верхівку і порівняно рівні стіни. Основа батолітів занурена у земну кору на значну глибину;

штоки – відгалуження батолітів, які мають невеликі розміри і неправильну форму;

лакколіти – недорозвинені форми вулканів, в яких магматична маса не досягла земної поверхні, а тільки запала у товщі осадових порід і застигла у вигляді короваю. Після руйнування покривних шарів земної кори вони виходять на поверхню і виглядають як невисокі округлої форми гори (г. Ведмідь у Криму);

жили – утворюються внаслідок осадження мінеральної речовини чи застиганням магми у тріщинах земної кори. У жилах зустрічається велика кількість корисних копалин. Наприклад:

- у *пегматитових жилах*, які виникають внаслідок заповнення тріщин мінералами, що виділялись при остиганні магми, зустрічається кварц, польові шпати, слюда, дорогоцінні камені, радіоактивні мінерали і ін.;

- у *гідротермальних жилах*, які обумовлені гарячими водними розчинами, що поступали у тріщини з глибин Землі, багато рудних копалин – сполук міді, свинцю, цинку, ртуті, а також золото і срібло;

- у *пневматолітових жилах* утворених під дією пари і газів різних мінералів, що входили у магму, знаходять поклади олова, літію, берилію, вольфраму, вісмуту.

Для ефузивних порід характерна така форма залягання, як:

куполи – це куполоподібні нагромадження лави, яка застигла у вигляді куль, що нагадують пласти осадових гірських порід;

покрови виникають при виливанні з тріщин земної кори великої кількості базальтових лав. У Сибіру такі базальтові покрови займають понад 1 млн. км² при товщі шару до 200 м;

потоки – заповнення застиглої лави заглибин, долин, ущелин. За розмірами вони значно менші від покровів.

За хімічним складом (залежно від вмісту двоокису кремнію, SiO₂) магматичні породи діляться на: *ультраосновні, основні, кислі*.

Ультраосновні породи містять SiO₂ менше чим 40 %, складаються в основному з силікатів, багаті на оксиди заліза (Fe) і магнію (Mg). Питома маса їх 3,1 – 3,25. Тут головним породотворним мінералом є *оливин*, тому колір цих порід від темно-зеленого до чорного. З ними пов'язані поклади платини, золота, алмазу, кобальту, хрому та ін.

До цієї групи порід входять:

- *дуніт* складається в основному з оливина з незначною домішкою хроміту і магнетиту. Колір від темно-зеленого до майже чорного. Питома маса біля 2,7. З ним пов'язані поклади платини;

- *перидотит* утворюється з оливину та авгіту. Колір темно-зелений до чорного. Структура середньозерниста. З ним пов'язані поклади алмазів.

Основні породи містять 40 – 50 % SiO₂. Головними породотворними мінералами є *піроксени* і *плагіоклази*, може бути присутня рогова оманка, рідше – *біотит* і *оливин*. Сюди входять декілька порід:

габбро – глибинна повно кристалічна порода, що складається із піроксену, рогової оманки, плагіоклазу. Залежно від вмісту кольорових мінералів габбро має сірий, зеленувато-сірий і чорний колір. Структура крупно- і середньозерниста. Багато габбро на Волині. З ним пов'язані поклади титану, міді, нікелю та ін. Використовується як будівельний матеріал і облицьовувальний камінь високої міцності;

бальзат – аналог габбро, дрібнокристалічної структури. Колір чорний. Широко представлений у вулканічних районах. Використовується як будівельний і кислотостійкий матеріал. З ним пов'язані поклади магнетиту.

Крім габбро і бальзату до основних порід відносяться: *діабаз, сієніт, трахіт, діорит, андезит* та ін.

Кислі породи містять більше 65 % кремнію і мало кольорових мінералів, тому мають світле забарвлення.

Для кислих порід характерна присутність кварцу і польового шпату (ортоклазу і мікрокліну), у великій кількості слюди і рогової оманки. Серед них найбільше розповсюдження мають *інтрузивні породи* (граніт) і рідше – їх *ефузивні аналоги* (липарит, кварцовий порфур).

Граніт має рівномірно-зернисту цільнокристалічну структуру. Іноді на фоні основної маси виступають більш крупні зерна (порфірована структура). Такий граніт (рапаківі – з фінської “гнилий камінь”) легко розсипається під дією атмосфери. Породотворними мінералами граніту є *кварц, польові шпати, слюди*, іноді *рогова оманка*, рідше *авгіт*. Забарвлення граніту залежить від вмісту польових шпатів: червоне, сіре, іноді чорне.

Питома маса граніту 2,5 – 2,7. Граніти залягають у формі *батолітів*.

Липарит – структура торфована. Колір світло-сірий чи рожевий. Червонуватий липарит, що містить перекристалізоване скло називається *кварцовим порфіром*. Липарити в Україні зустрічаються у Криму.

Осадкові породи утворюються внаслідок вивітрювання або випадання осадів з води, а також життєдіяльності організмів. Потужність осадкових порід в

місцях прогинів чи геосинкліналей сягає 15 – 20 км. Вони складають до 5 % від маси земної кори. Це породи вторинного походження.

Осадкові породи поділяють на: *механічні, хімічні, органогенні*.

Механічні або *обломочні породи* утворюються внаслідок механічного руйнування вже раніше існуючих порід. За величиною цих обломків розрізняють:

- *крупнообламкові породи* з діаметром обломків більше 2 мм (глиби, щебінь, валдин, галька, гравій);
- *середньообламкові породи* з діаметром обломків 2 – 0,05 мм (піски);
- *дрібнообламкові породи* (пиловаті) з діаметром 0,05 – 0,01 мм (лес, супіски, суглинки);
- *тонкообламкові* або *тонкодисперсні* з діаметром менше 0,01 мм (глинисті породи).

Хімічні і органогенні породи утворюються, як правило, у водних басейнах шляхом випадання з розчину внаслідок хімічних реакцій (хімічні), або з води коагульованих колоїдів (органогенні). Осади внаслідок наступного переродження (діагенезу) перетворюються у гірські породи хімічного та органічного походження.

За хімічним складом їх поділяють на:

карбонатні (вапняки, доломіти, мергелі);

кременисті (діатоміт, трепел, опока, туф);

залізисті – утворюються внаслідок вивітрювання основних магматичних і метаморфічних порід, які містять залізо. Іноді залізо нагромаджується на місці, іноді переноситься водою в озера і моря, де осідає;

галоїдні і сіркокислотні – утворюються у відокремлених від моря лагунах і сольових озерах. Сюди відносяться такі моно-мінеральні породи, як ангідрит, гіпс, галіт та ін.

В окрему групу виділяють *горючі породи* – *каустобіоліти* – продукти перетворення залишків рослинних і тваринних організмів під дією геологічних і геохімічних факторів. Сюди відносяться торф, вугілля, нафта.

Метаморфічні породи утворюються з магматичних і осадових, шляхом їх глибокої зміни і перетворення під дією високої температури і тиску у надрах землі. **Метаморфізм** – це складний процес перекристалізації, заміщення одних речовин іншими, руйнування старих структур і утворення нових.

Метаморфізм буває 3 видів: *контактовий, динамометаморфізм і регіональний*.

Контактовий метаморфізм спостерігається у зоні контакту вторгненої магми з навколишніми гірськими породами. Тут зміни гірських порід відбуваються під впливом високої температури магми (близько 1000 °C), гарячих розчинів і газів.

Динамометаморфізм (дислокаційний) обумовлений високим тиском і пов'язаний з цим переміщенням, що мають місце при занурюванні гірських порід на велику глибину, а також при горотворних процесах. При динамометаморфізмі породи, під великим тиском скручуються, стискаються і набувають смугастої або лускоподібної текстури.

Регіональний метаморфізм проявляється на величезних площах в геосинклінальних областях, коли товщі осадових порід занурюються на великі глибини, де температура перевищує 1000 °C і високий тиск.

За ступенем метаморфізації гірські породи розташовуються у такому порядку: глинисті сланці – філіти – слюдяні сланці – гнейс – мармур – кварцит.

Глинисті сланці – початкова стадія метаморфізації глинистих порід. Їх можна відносити і до осадових, і до метаморфічних порід.

Філіти мають повно кристалічну, дрібнозернисту структуру; колір зеленувато-сірий, чорний; блиск шовковистий. Складаються з дрібненьких кристалів слюди, кварцу, польових шпатів.

Слюдяні сланці – добре виражена повнокристалічна структура і сланцювана текстура. Складаються зі слюд і кварцу з домішкою інших мінералів.

Мармур утворюється шляхом перекристалізації вапняків та інших осадових порід багатих кальцитом. Має повнокристалічну структуру, світле забарвлення – біле, зеленувате, рожеве; твердість близько 3.

9.4. Сучасні особливості розподілу суші і моря

Співвідношення суші і моря протягом геологічної історії Землі постійно змінювалося. Нині з 510 млн. км² поверхні планети океанами зайнято 361 млн. км², а сушею 149 млн. км², що складає відповідно 71 і 29 %.

При явній перевазі площі води над площею суші, об'єм води по відношенню до об'єму Землі незначний. Адже, середня глибина Світового океану не переважає 3800 м, що складає близько 1/1600 частину земного радіусу, а загальний об'єм води Світового океану близько 1370 млн. км³, тобто складає 1/800 об'єму нашої планети.

У географічному положенні материків і океанів, їх взаємному співвідношенні і обрисах берегової лінії В.І. Вернадським, Е. Реклю і Г.М. Катерфельдом встановлені певні закономірності:

1) більша частина материків розташована у північній півкулі, де вони займають понад 100 млн. км², тобто майже 67 % площі поверхні всього суходолу і 39 % площі поверхні півкулі;

2) більша частина океанів зосереджена у південній півкулі – 68 % загальної площі поверхні океанів і 80 % площі півкулі;

3) материки і океани за своїм положенням по суті антиподи: суходолу на зворотньому боці земної кулі майже завжди відповідає поверхня океану. Так, Антарктида лежить навпроти Північного Льодовитого океану, Північна Америка – навпроти Індійського океану, Австралія – навпроти Атлантичного океану. Лише Південна Америка лежить навпроти суші – Південно-Східної Азії;

4) всі материки, крім Антарктиди, групуються попарно: Північна і Південна Америка, Європа і Африка, Азія і Австралія;

5) майже всі материки мають трикутну форму з вершинами спрямованими на південь. Тільки Антарктида має грушоподібну форму.

Для Землі характерна і полярна асиметрія: полярні широти північної півкулі зайняті переважно океаном, південної – суходолом (Антарктида).

Ще наприкінці минулого століття російський геодезист А.Д. Тілло розподілив середні висоти і глибини за широтними колами. Після деякого уточнення цей розподіл виглядає таким чином (табл. 8.1).

Чітко виражений максимум висот, як свідчать дані таблиці 8.1, спостерігаються на широтах $20 - 40^0$, причому цим самим широтами відповідає і максимум глибин. Отже, на широтах $20 - 40^0$ найконтрастнішим є *рельєф літосфери*.

Збільшення висот у високих широтах ($70 - 90^0$) зумовлене льодовиковим покривом Антарктиди і Гренландії, оскільки за висоту тут вважали горішню поверхню льодовиків, а не саме тверду поверхню літосфери.

Таблиця 9.1

Розподіл середніх висот і глибин за широтами

Широтні кола, градусні широти	Північна півкуля		Південна півкуля	
	середня висота, м	середня глибина, м	середня висота, м	середня глибина, м
0 – 10	690	4020	550	4100
10 – 20	520	4100	830	4200
20 – 30	740	4150	600	4420
30 – 40	1350	4150	470	4120
40 – 50	770	3650	540	4210
50 – 60	470	2130	400	3690
60 – 70	360	890	1213	3586
70 – 80	1000	882	2448	2003
80 – 90	660	2373	2204	—

Найвища вершина Землі – Еверест (8848 м), максимальна глибина – в Маріанській западині – 11022 м. Отже, перепад висот на Землі досягає 20 км.

На земній кулі переважають висоти менше 1000 м, а в океані глибини від 3 до 6 тис. м. Середня висота суші 875 м, середня глибина океану 3790 м.

Суша Землі складається з 6 окремих материків або континентів з прилеглими до них островами. Всі вони мають наступні морфометричні характеристики (табл. 9.2).

Таблиця 9.2

Морфометричні характеристики материків з островами

Материк	Площа поверхні, млн. км ²	Висота, м	
		мінімальна	максимальна
Євразія	53,45	840	8848
Африка	30,30	750	5895
Північна Америка	24,25	720	6194
Південна Америка	18,28	590	6960
Антарктида	13,97	2040*	5140
Австралія (з Океанією)	8,89	340	2230

* Висота крижаної поверхні Антарктиди

Питання для самоконтролю

1. Які є типи мінералів за зовнішнім виглядом?
2. Які фізичні властивості мінералів Ви знаєте?
3. Що таке блиск мінералу і який він буває?
4. Як поділяються мінерали за спайністю і твердістю?
5. Що лежить в основі класифікації мінералів?
6. На які класи діляться мінерали?
7. Дайте характеристику основним класам мінералів.
8. Як утворюються осадові гірські породи?
9. Класифікація осадових гірських порід за способом утворення.
10. Опишіть хімічні породи морського походження.

РОЗДІЛ 10. ГІДРОСФЕРА

10.1. Загальна характеристика гідросфери

Гідросфера – це унікальна оболонка нашої планети, до якої належать води Світового океану, води суші (річки, озера, болота), вода в атмосфері, а також вода, що міститься в шарах літосфери.

Процес формування гідросфери тривав довгий час і відбувався шляхом дегазації мантії Землі. У наші дні весь об'єм природних вод на планеті оцінюється в 1,39 млрд. км³, що складає 1/780 частину об'єму планети. З 510 млн. км² загальної поверхні Землі 71 % (361 км²) вкрито водою. Маса гідросфери – $1,39 \cdot 10^9$ т, що становить 0,023 % від маси Землі. Найбільша частка гідросфери припадає на Світовий океан – 94 %; лише 4 % на підземні води, 1,6 % на льодовики і 0,25 % на поверхневі прісні води. Із усього об'єму поверхневих прісних вод 360 000 км³ на озера припадає 278 000 км³; ґрунтові води – 83 000 км³ і на ріки 1 200 км³. Ця вода розподілена по земній кулі дуже нерівномірно і у деяких районах її запаси вже вичерпані. Основна кількість прісної води (75 %) зосереджена у льодових покривах Антарктиди і Гренландії, гірських льодовиках і айсбергах, у зоні вічної мерзлоти. З усієї прісної води лише 0,6 – 1 % перебуває у рідкому стані. 20 % усієї прісної води зосереджено в озері Байкал. Також невеликий об'єм водяної пари перебуває в атмосфері, де її кількість складає 14 000 км³ або 0,001 % об'єму гідросфери.

Характерною властивістю гідросфери є її єдність і безперервність, що пояснюється спільністю всіх видів природної води, тісним взаємозв'язком між її окремими ланками, постійним переходом кожного з його видів в інший.

Вода – єдиний мінерал, який в природних умовах перебуває у трьох станах: *твердому, рідкому і газоподібному*. Якщо у складі води є важкий ізотоп водню, то така вода називається **важкою**.

Вода у природі є *універсальним розчинником* (крім жиру і деяких мінералів), вона взаємодіє з абсолютною більшістю речовин, не вступаючи з

ними у хімічні реакції, що забезпечує постійний обмін речовин, наприклад, між організмами і навколишнім середовищем, між сушею і океаном.

Вода, як один з найважливіших природоформуючих факторів, має свої специфічні особливості. Відомо, що всі тіла при переході з рідкого стану у твердий ущільнюються, а лід, навпаки, стає легшим, тому він завжди на поверхні і, маючи погану теплопровідність, перешкоджає промерзанню водної товщі, захищаючи живі організми, що населяють гідросферу. Цим пояснюється і захисна функція снігу на посівах озимих культур.

Максимальну густину прісна вода має при $+4^{\circ}\text{C}$, але цей показник залежить від солоності, чим солоність більша, тим нижча температура води з найбільшою густиною, тому при збільшенні солоності сповільнюється замерзання води.

При замерзанні вода збільшується в об'ємі на 10 %. До того ж, сила тиску настільки велика, що розриває навіть металеві труби, якщо вони заповнені водою. З цим пов'язане інтенсивне вивітрювання гірських порід, що призводить до утворення в них тріщин і поступового подрібнення матеріалу. Вода має найбільшу після ртуті поверхневу напругу, а також змочування (здатність прилипати), що дає можливість їй з розчиненими речовинами підніматись у рослинах на значну висоту від поверхні ґрунту.

Вода найбільш теплоємне тіло (за винятком водню і рідинного аміаку). Вона довше від інших речовин нагрівається і повільніше охолоджується, що призводить до певних явищ.

Переходи вологи у різні фізичні стани та її рух з однієї сфери в іншу є причиною розвитку багатьох процесів у географічній оболонці: розчинення і винесення на поверхню Землі різних речовин, змивання ґрунтів, руйнування гірських порід, транспортування і акумуляція різного уламкового матеріалу, утворення різних форм рельєфу.

Вода виконує дуже важливі екологічні функції:

- 1) це головна складова частина всіх живих організмів (тіло людини, наприклад, на 70 % складається з води, а деякі організми, такі, як медуза чи огірок, містять у собі від 98 до 99 % води);
- 2) основний механізм здійснення взаємозв'язків усіх процесів у екосистемах (обмін речовин, тепла, ріст біомаси);
- 3) головний агент – переносник глобальних біоенергетичних екологічних циклів;
- 4) води Світового океану є основним кліматоутворюючим фактором, основним акумулятором сонячної енергії і “кухнею” погоди для всієї планети;
- 5) один із найважливіших видів мінеральної сировини, головний природний ресурс споживання людства (людство використовує її в тисячу разів більше, ніж нафти чи вугілля).

Величезну роль відіграє гідросфера у формуванні поверхні Землі, її ландшафтів, у розвитку екзогенних процесів (вивітрювання гірських порід, ерозії, карсту тощо), у переносі хімічних речовин, забруднювачів довкілля. Величезне значення має вода для живих організмів.

Отже, вода не тільки зумовлює ряд фізико-географічних процесів, що змінюють увесь комплекс географічної оболонки, вона також є джерелом життя на Землі і необхідною умовою господарської діяльності людини.

Гідросфера тісно взаємодіє з усіма сферами географічної оболонки, але найбільше – з атмосферою, яка постачає поверхні Землі воду у вигляді атмосферних опадів, а основним постачальником в атмосферу водяної пари є Світовий океан, з поверхні якого вода випаровується. Отже, між цими двома геосферами відбувається безперервний обіг води.

Взаємодіє гідросфера і з літосферою. Тут утворюються водойми, течуть річки, які частково живляться підземними водами, формуються льодовики. Літосфера змінює хімічні і фізичні властивості води, що надходять на поверхню Землі з атмосфери. Характер поверхні Землі визначає конфігурацію і глибину озер, поширення боліт, напрям річок і швидкість їх течій. У свою чергу річки і

тимчасові водні потоки змінюють поверхню Землі, утворюючи *річкові долини, яри, балки та інші форми рельєфу*.

Тісно взаємодіє водна оболонка Землі з *біосферою*, особливо з рослинним світом. Рослинність не тільки споживає вологу, вона також є важливим регулятором річкового стоку.

Зв'язок гідросфери з іншими геосферами здійснюється у формі безперервного колообігу води у природі. Рушійна сила цього колообігу – *теплова енергія Сонця і сила тяжіння*. У колообігу за рік бере участь до 520 тис. м³ води, що у 7,5 разів перевищує об'єм води Чорного моря. При кругообігу змінюються властивості води: із океану в атмосферу надходить хімічно чиста вода, а в океани і моря – з різними домішками, що надають їй нових властивостей.



Залежно від просторів, які охоплює колообіг води, його складності розрізняють:

малий колообіг – відбувається за схемою: океан (випаровування) – атмосфера (конденсація) – океан (опаді);

внутрішньоматериковий малий

Рис. 27. Колообіг води у природі

колообіг здійснюється внаслідок випаровування вологи з поверхні землі;

великий колообіг води здійснюється за умовами переносу вологи повітряними масами з океану на сушу. Він є основним джерелом відновлення ресурсів прісних вод на суші.

Щорічна витрата і надходження води на Землі у процесі повного колообігу виражається у *балансі води* або у *водному балансі*.

Колообіг охоплює не тільки окремі ланки води, але й взаємодіючи з літосферою, атмосферою і біосферою, зв'язує окремі компоненти географічної оболонки в єдине ціле, що надає цій унікальній природній системі строго визначених закономірностей в її функціонуванні.

10.2. Світовий океан і його розподіл

У Світовому океані зосереджено 98,3 % гідросфери. Вода океану гіркувато-солоня, не придатна для пиття і технічних потреб. Вчені вважають, що хімічний склад океанічних вод дуже схожий до складу людської крові – у них містяться майже всі відомі нам елементи, але звичайно, у різних пропорціях. 95,5 % всієї маси елементів океанічної води припадає на 4 елементи: *кисень, водень, хлор і натрій*. У водах Світового океану розчинено багато газів, з яких найважливішими є *кисень та вуглекислий газ*. Загальна маса вуглекислого газу в океанічних водах перевищує його масу в атмосфері близько в 60 разів.

Світовий океан – це води усіх океанів. Площа поверхні Світового океану складає 361 млн. км² або 71 % поверхні Землі. Середня глибина Світового океану приблизно 3800 м, що складає 1/1600 земного радіуса, а загальний об'єм його води дорівнює 1370 млн. км³ або 1/800 об'єму нашої планети.

За деякими особливостями Світовий океан є *складним утворенням*, у якого різні частини водної товщі різняться між собою. Океаносфера розділяється в основному материками, які посилюють відмінність окремих океанів залежно від ступеня їх виокремленості. Здебільшого кожен з океанів має свої характерні течії, припливи і відпливи, вітри, температури, розподіл солоності, будову дна, рослинний і тваринний світ, іхтіофауну, тощо.

Відповідно до природних обрисів берегової лінії материків і фізико-хімічних особливостей режиму вод Світовий океан поділяють на чотири океани:

	<i>Площа, млн. км²</i>
Тихий або Великий	178,684
Атлантичний	91,655
Індійський	76,699
Північний Льодовитий	14,699

Відокремлені частини океану, які більш-менш глибоко заглиблюються у сушу називаються **морями**. Моря у периферійних частинах океану, проникаючи у глибину суші, ізолюються від нього. Вони різняться будовою дна, солоністю і складом солей, температурними умовами, системою течій. Залежно від ступеня ізолюваності від океану, особливостей гідрохімічного і гідрологічного режимів, деяких інших географічних ознак виділяють наступні *типи морів*:

середземні – моря, які розташовані у геосинклінальних ділянках між різними материками. Сюди належать Середземне, Червоне, Карибське моря;

внутрішні – моря, що розташовані усередині материків. Такими морями є Чорне, Азовське, Балтійське, Біле, Мармурове та ін.;

напівзамкнені – моря, які лише частково обмежені материками і відокремлені від океану чи сусідніх морів півостровами або групами островів, підводні продовження яких перешкоджають вільному водообміну. До цієї групи належать моря Берингове, Північне, Охотське, Японське, Жовте та ін.;

відкриті – моря, які розташовані по окраїнах материків і зберігають вільний зв'язок з океаном, тому відмінності між ними незначні. Такими є моря: Баренцове, Карське, Лаптевих, Аравійське, Коралове та ін.;

міжострівні – моря, оточені тісним кільцем островів або острівних дуг. Вони, на відміну від океану, мають власну систему течій, специфічну температуру, особливі види риб і водоростей. Це Яванське, Сулавесі, Сулу, Філіппінське моря.

Моря утворюють затоки і протоки.

Затоки – частина океану чи моря, що утворюються конфігурацією берегів.

Протоки – порівняно вузькі частини морів і океанів, що розділяють материки чи острови. Найширша (950 км) і найглибша протока Землі – протока Дрейка, яка відділяє Південну Америку від Антарктиди, найдовша (1670 км) – Мозамбікська, що відділяє Африку від о. Мадагаскар.

10.3. Склад і властивості океанічної води

Морська вода – це газово-сольовий розчин, до складу якого належить 44 хімічних елементи. Найбільше (87 %) хлоридів (NaCl), які надають воді солоності, і сульфатів (MgSO_4), які мають гіркуватий смак, тому морська вода має гіркувато-солоний смак.

Солоність виникає внаслідок того, що ріки несуть у моря розчини різних солей. У процесі випаровування вода піднімається в атмосферу, а солі залишаються. Якщо б викристалізувати сіль океану, то вона б зайняла 153 м висоти поверхні суші.

Концентрація (відношення кількості розчинених солей до кількості води) у різних морях різна, а співвідношення солей, що належать до складу морської води, завжди постійне і регулюється головним чином життєдіяльністю організмів. У річковій воді до 60 % складають солі CaCO_3 , а в морській воді їх лише 0,3 %. Це тому, що солі CaCO_3 використовуються живими організмами на побудову власного тіла. Середня солоність морської води складає 35 ‰ (промиле), тобто в 1 л такої води міститься 35 г солей.

Найменша концентрація солей (приблизно 34 ‰) біля берегів океану (опріснюється водами рік), а також в екваторіальному поясі, де випадає багато опадів, найбільше (36 – 37 ‰) у зоні сухих пасатних вітрів. Найсолоніша вода в Мертвому морі – 260 ‰ (людина вільно лежить на поверхні цієї води, не занурюючись у неї), у Чорному морі – 18 ‰, Азовському – 12 ‰.

Солоність води впливає на такі її фізичні властивості як щільність, електропровідність, швидкість поширення звуку, температуру оледеніння.

Забарвлення і прозорість морської води не залежить від розчинених солей, а від домішок, що є у воді. Прозорість води визначається *білим диском* (диск Секкі). Глибина, на якій стає невидимим цей диск, і є величиною прозорості. Прозорість у Жовтому морі, де ріка Хуанхе виносить розчинений лес – 3 – 4 м, у Білому – 6 – 8 м, Балтійському – 11 – 13 м, Чорному – 28 м, а в Саргасовому – 66 м.

Температура морської води залежить від широти, проте в жаркому поясі вона на поверхні океанів підвищується на заході, у помірному – на сході. Це пов'язано з морськими течіями. Найвища температура води у морях, що оточені жаркими пустелями: у Середземному – 33 °С, у Червоному – до 34 °С, у Перській затоці – 35,6 °С.

Температура води, особливо у морях помірного поясу, коливається залежно від доби і пір року. Добові коливання незначні і поширюються на глибину 25 – 30 м, сезонні – до 4 тис. м.

Глибина шару сезонних коливань температури морської води поступово знижується і на глибині 3 – 4 тис. м у всіх морях (тропічних і полярних) температура води дорівнює 2 °С.

Щільність – відношення маси одиниці об'єму води при цій температурі до маси прісної води того ж об'єму при температурі +4° С. Із збільшенням солоності щільність зростає. Збільшенню щільності сприяє охолодження, випаровування і утворення льоду. Чим глибше, щільність води зростає.

На відміну від прісної, морська вода найбільшу щільність має не при +4 °С, а при +2 °С.

Гази у воді океанів перебувають у розчиненому стані. Чим вища температура і солоність води, тим менше газів у ній розчинені. У воді океанів є кисень, вуглекислий газ, сірководень, аміак, метан.

Джерелами газів у морській воді є обмін з атмосферою, хімічні і біологічні процеси, що відбуваються у воді, підводних вулканах та ін.

Кисень завглибшки до 200 м виділяється у процесі фотосинтезу водоростей. Глибше фотосинтез не відбувається і кількість його різко падає, і поповнення відбувається лише за рахунок вод полярних рік. Ці води, опускаючись на дно океанів, поширюються до екватора.

Вуглекислий газ у вигляді карбонатів потрапляє з атмосфери, а також унаслідок виверження підводних вулканів і розкладу органічних речовин.

Сірководень утворюється внаслідок життєдіяльності анаеробних бактерій.

10.4. Течії у Світовому океані та їх географічне значення

Морські течії – це горизонтальні переміщення води на великі віддалі. Морські течії бувають:

вітрові або *дрейфові* – течії, які виникають під дією вітрів, що своїм тертям і тиском на повітряну сторону хвиль змушують їх рухатись. У свою чергу вони поділяються на:

- 1) вимушені, виникають під дією вітру;
- 2) вільні, рухаються за інерцією за зоною дії вітру;

компенсаційні течії – компенсують зменшення води у будь-якому місці океану;

стічні течії – вони утворюються внаслідок нахилу рівня моря, викликаного нагоном води дрейфовими течіями, виносом річкових вод, випаданням атмосферних опадів, або навпаки, сильним випаровуванням в окремих частинах океану;

густинні течії – утворюються між морями з різною щільністю води. В таких протоках встановлюються подвійні течії. Так, більш солоні і щільні води Середземного моря дном Гібралтарської протоки течуть у бік Атлантичного океану, а на поверхні протоки більш легка вода Атлантичного океану течуть у бік Середземного моря.

Напрямок, конфігурація і швидкість морських течій залежить від вітру, стану і окресленості материків, рельєфу дна. Середня швидкість їх складає 3 км/год., максимальна 6 – 9 км/год.

За температурою води морські течії бувають:

теплі – несуть більш теплу воду, ніж вода району, куди вони приходять. Ці течії спрямовані від екватора до полюсів;

холодні – навпаки течуть з високих широт до низьких;

нейтральні – це течії широтного напрямку.

Майже вся поверхня Світового океану має течії різних напрямків і потужності. Течії ці не випадкові, а підпорядковані загальній закономірності.

Значення морських течій полягає в тому, що вони є важливим фактором міграції (переселення) рослин і тварин, а також переносячи величезну кількість теплої води у більш холодні райони і навпаки, течії сильно впливають на клімат. Так, тепла течія Гольфстрім виносить через Флоридську протоку в 3 тис. раз більше води, ніж Волга вливає у Каспій і забезпечує незамерзання портів Європи, розташованих за полярним колом.

10.5. Життя у Світовому океані. Біологічні і геологічні ресурси

Життя зародилося у морі і тут знайдені найдревніші організми (коралові поліпи, деякі молюски). Тут живуть як мікроскопічні, так і гігантські організми (кити завдовжки до 30 м і масою понад 100 т, а також водорості до 200 м).

За пристосованістю до умов життя в океані організми поділяються на:

бентос – це рослини і тварини, що живуть на дні морів і океанів (молюски, морські зірки, їжаки, коралові поліпи, донні водорості);

планктон складають організми не прикріплені до субстрату, але і не здатні активно переміщуватись. **Основна маса планктону** – це одноклітинні водорості і бактерії, різні дрібні рачки і медузи;

нектон – це сукупність організмів, здатних активно пересуватись на значні віддалі (риби).

Морські рослини у флорі світу складають лише 10 тис. видів (на суші 500 тис.), з них 30 видів – це вищі квіткові, решта – різні види водоростей бентосу і планктону, зокрема синьо-зелені водорості бентосу, які на мілководді, де багато світла, утворюють слизисту плівку на каменях, бурі водорості – більш глибинні, їх багато і утворюють цілий підводний ліс з ламінарій, фукусів, макроцистис. Найглибоководнішими є червоні водорості. Практично глибше 200 – 400 м світло не проникає і життя рослин там не можливе.

Морські тварини заселяють всю товщу Світового океану. Океан як середовище існування тваринних організмів можна розділити на дві частини:

1) *пелагіаль* – водна маса (лат. *pelagos* – море), а організми, що її населяють пелагонічні;

2) *бенталь* – дно, а організми бентосні.

Із 62 класів тварин світової фауни, половина живе тільки у морі, а якщо додати тих, що живуть у прісній воді і в морі, то це буде 54 класи або 87 % всіх видів тварин землі. В океанах і морях відомо 150 тис. видів тварин. Найбільше серед них: молюсків – більше 49 тис. видів; риби – приблизно 16 тис. видів; ракоподібні – приблизно 13 тис. видів.

Залежно від умов проживання морські тварини мають різні пристосування: при березі, де є припливи і море хвилюється, тварини мають пристосування для прикріплення до скал, щоб не бути знищеними. Так, молюски зростаються з каменями, риби (бички) мають плавники-присоски, краби мають міцні клешні, креветки, двостулкові молюски, морські зірки зариваються у пісок чи намул. На глибині, де мало світла і високий тиск, вони мають тендітне тіло і тонкі, довгі придатки.

До *тварин планктону* належать одноклітинні (радіолярії, глобігеріни, багаточисленні дрібні рачки, молюски, медузи). Тут є і тварини, що світяться.

До *тварин нектону* належать риби, кити, моржі, тюлені, кальмари, морські черепахи. Всі вони мають велике народно-господарське значення.

Завглибшки 1500 м темнота і постійно низька температура +2 °С, а також високий тиск. У таких умовах життя здається неможливим. Однак гідробіологічні експедиції в 1958 і 1959 роках завглибшки 11 022 і 10 919 м спостерігали за живими істотами, подібними до плоских риб. У них немає очей, або, навпаки, вони великі, деякі випромінюють світло. Тіло їх ніжне, з тонкими довгими придатками.

Вивченням морів займається наука океанографія, яка є розділом фізичної географії. Існують окремі океанографічні інститути (в Одесі) і багаточисленні станції, працюють десятки спеціальних науково-дослідних кораблів, обладнаних різними приладами і пристосуваннями.

Глибини океанів і морів вимірюються *ехолотом* – приладом, що посиляє вниз звукові сигнали. Температуру води – спеціальними глибоководними термометрами. Для вивчення хімічного складу води і домішок на різних глибинах використовують *батометр* – дводонний циліндр, що закривається.

Живі організми ловлять планктонними сітками, а на дні – дночерпачами, тралами і т.д.

10.6. Біологічні і геологічні ресурси океану

Риба забезпечує 85 % усієї продукції океану. Вилов риби постійно зростає, тому в багатьох місцях рибні запаси збідніли. У наші дні існують договори між державами, якими регулюється вилов риби. Для збільшення чисельності риби використовують штучне її розведення і акліматизацію. Із 23 млрд. тонн риби виловлюється щорічно до 60 млн. тонн.

Серед ссавців промислове значення мають *кити, тюлені, моржі, морські котики*.

Океан виробляє щорічно приблизно 130 млрд. тонн морських рослин, з них використовують лише 0,05 %. Серед них морська капуста, морський салат.

Океан – джерело хімічної сировини: солі, йоду, магнію, бром, а також невичерпне джерело енергії припливів і відпливів.

10.7. Підземні води та їх класифікація

Підземні води – води, що містяться в товщах гірських порід верхньої частини земної кори. Вони займають пори – проміжки між частинками уламових порід. Походження цих вод двоєке. Одні утворюються внаслідок просочення атмосферних опадів і їх називають **вадозні води**, інші – за рахунок конденсації водяної пари, що надходить з великих глибин у верхні більш холодні шари. Їх називають **ювенільні**.

Буровими свердловинами знаходять воду завглибшки до 5 км. Можливо, вона є і глибше. Підземні води постійно рухаються у гірських породах, як у вертикальному, так і горизонтальному напрямках. Напрямок та інтенсивність руху, а також глибина залягання підземних вод залежить від водопроникності гірських порід.

За умовами залягання підземні води поділяються на *верховодку*, *грунтові води* і *міжшарові*.



Рис. 28. Підземні води

До *верховодки* належать води, що залягають найближче до земної поверхні, мають обмежене поширення і тимчасове існування. Її режим залежить від режиму атмосферних опадів.

Грунтові води – верхні шари підземних вод. Це атмосферна волога, що просочується до водонепроникного горизонту. Вони впливають на такі властивості ґрунту, як:

шпаруватість – відношення порот до об'єму сухого ґрунту, яке вимірюється в %. Найвищу шпаруватість має торфовий ґрунт – 80 %, менше глина – 50 – 55 % і найменше гравій – 35 %;

водопроникність – здатність ґрунтів пропускати воду;

вологоємність – здатність породи утримувати у собі певну кількість води.

Міжпластові води лежать між двома водонепроникними шарами, мають постійний рівень, вода чиста. Води, що залягають на глибині під постійним тиском називають **артезіанськими**. Якщо у цьому місці пробурити

свердловину, то вода сама виливатиметься на поверхню або навіть буде фонтанувати.

Розрізняють такі форми ґрунтової води:

- *гігроскопічна вода*, яка обволікає частинки ґрунту, міцно втримуючись на ньому: вона недоступна для рослин і здатна пересуватись тільки переходячи у пару;

- *плівкова вода*, яка розташована на частинках ґрунту у вигляді плівки поверх гігроскопічної. Вона у рідкому стані повільно рухається і доступна рослинам;

- *капілярна вода* у ґрунті перебуває у рухомому стані і доступна рослинам;

- *гравітаційні води* на відміну від капілярної і плівкової під дією сили тяжіння вільно рухаються вниз або по схилу водоносних горизонтів великими порами ґрунту та міжпорними проміжками з верхніх шарів у нижні і поновлюють ґрунтові води;

- *пароподібна вода* займає пори, позбавлені рідкої води і утворюється шляхом випаровування останньої;

- *хімічно зв'язана вода*: вода, що входить до складу хімічних сполук ґрунту. Вона є *конституційна* ($\text{Fe}(\text{OH})_3$; $\text{Al}(\text{OH})_3$) та *кристалізаційна* (гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Джерела – це місце виходу підземних вод на земну поверхню. Вони бувають:

- низхідні* – при виході водоносного горизонту на поверхню;

- висхідні* – коли водоносний горизонт виклинює поблизу поверхні. Якщо горизонти залягають глибше від поверхні землі, то для одержання питтєвої води копають криниці, а ще глибше артезіанські свердловини.

За температурою води джерела діляться на:

- звичайні* – температура води, яких дорівнює середній температурі повітря цієї місцевості;

холодні – живляться водами талих снігів і льодовиків, містяться у горах. Їх температура нижча за середньорічну температуру повітря цієї місцевості;

теплі – з температурою повітря вищою від середньо-річної температури цієї місцевості. Трапляються у районах вулканічної діяльності і у зонах глибинних розломів.

Мінеральні джерела – це мінеральні води, що містять у великій кількості розчинені солі, мінерали і гази (йод, бром, сірководень, вуглекислий газ, радій, радон та ін.), які разом з підвищеною температурою виявляють певну фізіологічну дію на людський організм.

Із мінеральних вод найбільш відомі:

вуглекислі – містять більше 0,75 мг CO₂ на 1 літр води: вони розташовані у районах молодих інтрузій (Кавказ, Карпати, Памір, Камчатка та ін.);

сірководневі – містять не менше 120 мг сірководню (H₂S), а також хлор, натрій, кальцій та інші речовини, вони містяться біля районів нафтових запасів, гіпсоносних порід (мацестинські води біля курорту Мацеста – Сочі, Трускавець);

азотні води – містять багато азоту, а також хлор, кальцій, натрій, іноді радон, радій та ін. Містяться у районах тектонічних розломів і тріщин у вивержених породах (Тянь-Шань, Алтай, Кавказ-Цхалтубо у Грузії).

10.8. Поверхневі води. Ріки, їх будова і характеристики

До *поверхневих вод* належать води рік, озер та боліт. Потоки води на поверхні Землі залежно від величини називають **потоками, річками і ріками**. **Кожна ріка** – це природний водний потік, що протікає у сформованому руслі. На водоносність і характер течій рік впливають кількість опадів, геологічна будова і рельєф земної поверхні, з якими пов'язані величина басейну і стік, а також коливання земної кори і зміна рівня Світового океану.

У кожній ріці розрізняють *витік, верхню, середню і нижню течії* та *гирло*. **Витоком** називають те місце, де ріка бере свій початок. Наприклад,

витоком Дністра є джерело у Карпатах; Дніпра, Прип'яті – болота; Ангари, Нілу – озера. **Верхів'ям ріки** називається її верхня течія, яка досить часто утворюється внаслідок злиття декількох потоків. Далі йде *середня і нижня течії*. У цій частині чітко виділяються річкові долини.

Річкові долини – це утворені ріками лінійні від'ємні коритоподібні форми рельєфу, для яких притаманний похил від витоків до гирла. Річкові долини у горах відрізняються значними глибинами врізу (іноді до 1,0 – 1,5 км), а на рівнинах – шириною, яка обчислюється кілометрами (в окремих випадках – десятками кілометрів). Відмінності у формі й особливостях будови, річкових долин залежать від багатьох факторів, серед яких:

- маса і швидкість потоку води;
- висотне розташування базисів ерозії;
- геологічна будова та структурні особливості території;
- спрямування та інтенсивність новітніх і сучасних тектонічних рухів тощо.

У всіх випадках річкові долини є результатом комбінованого прояву ерозійної, транспортної і акумулятивної діяльності потоку, хоча співвідношення між цими трьома головними напрямками роботи постійно змінюється, як у часі, так і в просторі.

У поперечному перерізі можна виділити кілька основних елементів річкових долин – *русло, заплаву, надзаплавні тераси, корінні береги*.

Руслом (річищем) називають найглибшу ділянку річкової долини, де постійно протікає річковий потік. За формою, розмірами і морфологією русла істотно відрізняються одне від одного. Проте, у їх будові простежуються і спільні риси, серед яких найбільш типовим є чергування у руслах рівнинних річок відносно неглибоких ділянок (перекатів) та заглиблень (плесів).

Перекази рівнинних річок це здебільшого піщані обмілини, що перетинають річище під кутом 20 – 30° і мають асиметричну будову. Узбережні ділянки переказів називають **прибічниками**, а найбільш заглиблену центральну частину – **коритом переказу**. Як правило, перекази утворюються на відносно

вирівнених ділянках русла (де воно має найменшу кривизну) і відокремлюються один від одного заглибленими ділянками річища – *плесами*. Плеси здебільшого розташовуються поблизу увігнутого (у плані) берега. Характерною рисою плесів і перекатів є мінливість їх положення у часі: матеріал, з якого складається перекат (алювій), поступово переміщується вниз за течією, особливо під час повеней та паводків. Щорічне переміщення перекатів становить на різних річках від кількох дециметрів до десятків і навіть сотень метрів.

Однією з найважливіших планових ознак русел рівнинних та передгірних річок є їх *звивистість* (меандрування), особливо помітна на ріках з глинистими та суглинистими берегами, які переносять велику кількість твердого матеріалу. За особливостями генезису розрізняють меандри:

вимушені, формування яких зумовлюється морфологією долини (виходи скельних порід у руслі, наявність конусів виносу на його берегах тощо);

вільні (блукаючі), що утворюються самою річкою серед пухких алювіальних відкладів.

Встановлено, що на порівняно повільних і відносно маловодних рівнинних річках ширина поясу меандрування менша, а крутизна окремих меандр більша, ніж на крупних ріках. Береги меандр постійно деформуються, у зв'язку з чим меандри переміщуються. Цей процес залежить від витрати води, величини падіння русла, висоти берегів та інших факторів. При інтенсивній глибинній ерозії (“омолодження” ріки) можуть утворюватися *врізані меандри*.

Заплава – це прилегла до русла і вкрита рослинністю частина дна річкової долини, яка під час повені затоплюється водою. Заплави утворюються майже на всіх постійних водотоках і лише окремі ділянки річкових долин не мають виразних заплав (пороги, водоспади, ущелини тощо). Висота заплави залежить від висоти рівня повеневих вод і поступово зменшується вниз за течією ріки. Значну роль у формуванні заплав відіграють і процеси бічної ерозії, яка теж активізується під час проходження високих вод повеней та паводків.

Геологічну основу заплав складає особливий тип відкладів – *заплавний алювій*, який, на відміну від руслового (переважно піски, часом з гравієм та галькою), представлений на рівнинних ріках супісками та суглинками, що перешаровуються з горизонтами викопних ґрунтів (останні формуються у безповеневі роки). Меандрування русла, що відбувається у межах заплав, часто призводить до відокремлення закрутів річки від основного русла, у зв'язку з чим на місці колишньої меандри утворюється підковоподібне *озеро-стариця*, що сполучається з річищем під час повеней і значних паводків. У таких озерах нагромаджується своєрідний комплекс відкладів – *старичний алювій*, здебільшого представлений глинами, мулом, торфом, з прошарками та лінзами пісків.

Потужність алювіальних відкладів на заплаві змінюється у широкому діапазоні, але у звичайних умовах вона не може перевищувати різниці висот між максимальним рівнем повені і найбільш низьким (меженим) рівнем води у руслі.

Зміни потужності алювіальної товщі на окремих ділянках річкових долин часто є свідченням сучасних тектонічних рухів: загальному зниженню території відповідає більша потужність заплавного алювію, а її аномальне зменшення свідчить про активність висхідних рухів.

Різними умовами формування заплав визначаються і найбільш суттєві відмінності у формах мікро- та нанаформ рельєфу, що вкривають поверхню заплав. За *геоморфологічними особливостями* виділяють кілька типів заплав:

сегментні – утворюються при інтенсивному меандруванні русла, характеризуються дугоподібними гривами і міжгривовими зниженнями. Сегментні заплави властиві меандруючим рікам, коли дугоподібні гриви і міжпасмові зниження (сухі або зайняті озерами) є результатом зміщення меандр і блукання річища по дну долини. Такий тип характерний для рівнинних річок України, наприклад, нижньої течії Прип'яті, Десни, Псла, Ворскли, Орелі та ін.;

паралельно-гривисті – утворюються здебільшого при широких руслах під час переміщення річищ у напрямку одного із схилів долини, характеризуються наявністю витягнутих вздовж русла паралельних пасм і знижень між ними. Паралельно-гривисті заплави характерні, зокрема, для окремих ділянок Дніпра. Вони зумовлені зміщенням річища до західного схилу долини. Особливістю рельєфу цього типу заплав є видовжені паралельно до річища пасма і міжпасмові зниження, де часто утворюються озера (наприклад, заплави Дніпра у межах Канівського заповідника). Паралельно-гривисті заплави однокі;

обваловані – властиві звуженим ділянкам річкових долин з малорухливим річищем і прирусловими валами (Дністер та його притоки Стрівигор і Бистриця-Тисьменицька, Західний Буг, Іква, Стир у їхніх верхів'ях та інші).

Ширина і висота заплав над межею рівнем залежить від довжини річки, її гідрологічного режиму та віку, тектонічних рухів та положення базису ерозії. У долинах річок виділяють два рівні заплав – *високу* і *низьку*. Наприклад, у Дніпра та його приток Прип'яті і Десни, а також у Сіверського Дінця, Дністра і Прута та інших виділяють високу заплаву, що заливається у повінь раз на кілька років або десятків років, та низьку заплаву, яка заливається щороку. Низька заплава Дніпра (нижче Києва) має висоту 2 – 3 м, висока – від 4 – 5 до 7 м. Ширина заплави змінюється від кількох сотень метрів (у верхів'ї) до кількох десятків кілометрів (у пониззях рівнинних річок). У малих річок ширина заплави від 300 – 500 м до 1 – 2 км. Ділянки заплав окремих річок України затоплені водосховищами.

Тераси – сходоподібні уступи різної ширини, що тягнуться вздовж схилів прилеглої місцевості. Тераси утворюються при заглибленні русел унаслідок зниження базису ерозії.

У поперечному плані долини рік асиметричні. Основною причиною цього є вплив сили Коріоліса, внаслідок чого води у ріках Північної півкулі сильніше підмивають правий берег, а Південної – лівий.

Гирло – місце впадіння ріки у море, озеро або іншу ріку. За будовою гирла бувають двох типів:

дельти (від грецької букви λ , форма якої відповідає формі гирла у плані) утворюються у ріках, якіносять у гирло велику кількість піску і мулу. Дельта р. Міссісіпі – 150 000 км², Лени – 45 000 км², Дунаю – 5 640 км²;

естуарії часто утворюються внаслідок затоплення і розширення русел рік. Різноманітністю естуарії є *лимани*, які утворилися внаслідок опускання суші і проникнення у гирла морських вод. Так, виникли Куяльницький, Хаджибейський, Бережанський, Бурнас лимани у Причорномор'ї.

Площа, з якої річкова система збирає воду називається **водозбірним басейном ріки**. До найбільших у світі належать водозбірні басейни Амазонки (7,18 млн. км²), Конго (3,82 млн. км²), Обі (2,97 млн. км²). Площа водозбірного басейну Дніпра – 504 тис. км².

Межі між окремими водозборами називаються **водорозділом**. Різниця висот поверхні води біля витoku і гирла або наприкінці будь-якого її відтинку називається **падінням ріки**. Кожна ріка має свій *ухил* – величина падіння ріки поділена на її довжину. Так, у Дніпра, довжина якого 2200 км, а загальне падіння 253 м ухил складає 0,00011 (253 : 2200 км), або 11 см на кожен кілометр течії. Від ухилу прямопропорційно залежить швидкість течії ріки. До того ж швидкість течії біля берегів і на поверхні слабша, бо вода зустрічає спротив берега і повітря.

Кожна ріка має свій *фарватер* і *стержень*. **Фарватер** – лінія, яка іде по найглибших місцях ріки. **Стержень ріки** – лінія, що з'єднує місця з найбільшими швидкостями течії на поверхні. Для вимірювання швидкості течії на поверхні використовуються *поплавки*, на глибинах – *гідрологічні вертушки* – швидкість обертання її лопастей передається гвинтом на лічильник.

Кількість води, що протікає через цей живий перетин ріки за одиницю часу називається **розходом води**. Він вимірюється добутком площі перетину русла ріки на швидкість течії (м³/с).

Розхід води найбільший під час паводку, найменший влітку, а також зимою під льодом.

Стік води – кількість води, що протікає через цей живий перетин ріки за тривалий час (доба, сезон, рік і за багато років). Цей показник використовують при гідробудівництві. Середній річний стік Дніпра – 52 м³, Волги – 270 м³, Амазонки – 3787 м³.

Відношення величини стоку води до кількості опадів, що випали на тій самій території за певний період, виражене у відсотках називається **коефіцієнтом стоку**. Коефіцієнт стоку Дніпра біля Києва дорівнює 25 %, тобто тільки 25 % опадів потрапляє в море, а решта 75 % – випаровується. Коефіцієнт стоку рік більш вологого і холодного клімату досягає 80 – 90 %, а пустельних (Ніл) – лише 4 %.

Живлення рік буває:

поверхнєве – воду одержують від дощів, талих снігів і льодовиків;

підземне – за рахунок підземних вод, що виходять на дні русла чи по схилах долини із водоносних горизонтів. Частка такого живлення наших рік 1/3;

змішане – тобто дощове (літом), снігове (весною) і підземне (зимою).

Всі ріки більшою чи меншою мірою піддаються коливанню рівня води залежно від живлення. Ріки розміщені у мусонному кліматі розливаються влітку, середземноморські – зимою, наші ріки – навесні, коли швидко тане сніг і випадає багато дощів.

Паводок – це явище, коли талі води не вміщаються у русло і широко розливаються по заплаві. Висота весняного паводка залежить від кількості снігу, нагромадженого у басейні ріки за зиму, а також характеру весни – тепла і рання чи холодна і затяжна.

Тривалість паводків на великих ріках – довга до 2 – 3 місяців, на малих – до кількох днів. Паводки бувають і влітку через тривале випадання дощів чи взимку через танення снігів під час відлиг.

Вимірювання рівня води у ріках здійснюється на *водомірних постах* за допомогою розмальованої на сантиметри рейки, встановленої вертикально над водою. Рівень води у річці встановлюється за найвищою поділкою рейки, яку

видно над водою. Нуль рейки встановлюється у воді вільно, більше не змінюється і називається **кутом спостереження**.

Бувають свайні пости і пости, обладнані самописцями.

Згідно з Кліматичною класифікацією рік за російським кліматологом А.І. Воєйковим, ріки бувають кількох типів:

- 1) ріки, які живляться майже виключно талими водами снігів і льоду:
 - а) ріки пустель, облямованих горами і сніговими вершинами (Сирдар'я, Амудар'я);
 - б) ріки полярних країн;
- 2) ріки, що живляться тільки дощовими водами:
 - ріки Західної Європи (Сена, Майн, Мозель);
 - ріки середземноморських країн із зимовими паводками (ріки Піренейського, Апеннінського і Балканського півостровів);
 - ріки тропічних країн і мусонних областей з літніми розливами (Ганг, Ніл, Інд);
- 3) ріки змішаного живлення:
 - а) ріки Руської долини, Західного Сибіру, Північної Америки;
 - б) ріки, що одержують воду з високих гір, з весняним і літнім розливом (Терек, Кура).

Життя у ріках. За умовами середовища організмів усі ріки, особливо гірські, поділяються на три частини:

верхня – характеризується швидкою течією, відсутністю мулистих відкладів, кам'яним дном. Водних рослин майже немає. Бідний планктон, безхребетних мало, харчові ресурси для риб відсутні;

середня – характеризуються меншою швидкістю течії, дно покрите галькою і піском. Багатша флора і фауна;

гирлова – оптимальні умови для життя риб, найменша швидкість течії і багатство корму. Тут спостерігається деяке засолення води, що сприяє заходженню у ріки морських видів риб.

Кількість рік залежить від кількості атмосферних опадів. Найбільше річок у вологих тропічних і мусонних країнах. Розміри ріки залежать від площі материків, по яких вона протікає, розташування водорозділу. Найдовша ріка світу – Ніл з притокою Кагера. Її довжина 6671 км. Другою за довжиною є ріка Міссісіпі з притокою Міссурі – 6019 км.

За обводненістю перше місце займає *Амазонка*, середньорічний розхід води її 120000 м³/с, потім Конго – 39000 м³/с, Міссісіпі – 19000 м³/с, Ніл – 2284 м³/с.

В Україні протікає 22 тис. рік загальною довжиною 170 тис. км, з них близько 3000 завдовжки 10 км і більше, 116 понад 100 км. *Найбільші ріки* – Дніпро з притоками Прип'ять і Десна; Дунай, Дністер, Південний Буг, Західний Буг і Сіверський Дінець. Річки України течуть переважно з півночі на південь до Чорного й Азовського морів. Ріки північно-західної України течуть з півдня на північний захід і північ до Вісли і Прип'яті.

Басейн Чорного й Азовського морів охоплює понад 90 % української території. Тут знаходяться ріки: Дунай з Тисою і Прутом, Дністер, Південний Буг, Дніпро з Прип'яттю і Десною, Дон з Донцем.

До стоку Балтійського моря належать праві притоки Вісли: Вепр, Сян і Західний Буг. Головний вододіл між Чорним і Балтійським морями та між басейнами головних рік проходить переважно низовинами, за винятком Карпат.

Найбільша щільність річкової мережі, у гірських областях. У горах України вона складає близько 1,1 км довжини на 1 км² площі, на Передкарпатті, Потиській низовині – 0,6 км/км², на височинах (Розточчя, Поділля, Донецький кряж) близько 0,5 км/км². На південь і схід річкова мережа рідшає. На території між нижньою Десною й верхів'ями Остра, Трубежу і Сулії вона найменша (нижче 0,1 км/км²), а між нижнім Дніпром і рікою Молочною інші річки практично відсутні.

Живлення рік складають дощові, снігові, підземні й частково льодовикові води. При цьому на частку дощів припадає близько 75 % усіх атмосферних опадів. Разом з тим, тільки частина води атмосферних опадів стікає до річок:

найбільше у горах – близько 50 %, на рівнинах – менше 10 %. Інша частина вологи випаровується або інфільтрується. У степовій смузі майже вся дощова вода випаровується, а малі річки пересихають, якщо не дістають підземного живлення. Основну частину живлення гірських рік становлять дощові води, рівнинних – талі снігові води (50 – 80 %); живлення підземними водами складає 10 – 20 %.

Середній стік для рік України становить $1 - 4 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$. При цьому у степу $0,5 - 0,1 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$. Стік річок змінюється сезонно: він найбільший на весні (50 – 80 % річної суми), коли тануть сніги, найменший – під час теплої й сухої погоди пізнього літа і ранньої осені. Трапляються великі відхилення від норми. Так, у 2008 році спостерігалися катастрофічні повені, які охопили територію 5-ти областей Західної України.

Стік річок України найвищий на весні, коли тануть сніги, найнижчий – взимку. Під час весняної повені проходить 50 – 80 % річного стоку, на малих річках Степу – майже весь річний стік. Весняна повінь триває на малих ріках 10 – 15 днів, на великих – 1 – 1,5 місяця. Крім весняної, трапляються повені літні, спричинені рясними атмосферичними опадами – звичайне явище у гірських ріках Карпат.

Зимовий режим рік. З початком морозів на річках починається утворення льоду, яке звичайно закінчується льодоставом.

Ріки у сточищі горішнього Дністра замерзають в останню декаду листопада і від верхів'їв льодостан посувається вниз за течією.

Ріки Передкарпаття замерзають у грудні, Закарпаття – на два тижні пізніше. У середньому ріки півночі України вкриті льодом близько 3,5 місяці, півдня – 2,5 місяці.

Таблиця 10.1

Характеристика найдовших річок України

Ріки	Площа басейну, км ²	Довжина, км	Середній річний стік л/с/км ²
Басейни Чорного й Азовського морів			
Дніпро	504000	2201	3,2
Прип'ять	114300	748	3,8
Десна	88900	1126	3,9
Псел	22800	692	2,4
Самара	22600	311	0,8
Сула	18100	310	2,3
Тетерів	15300	385	3,0
Ворскла	14700	452	2,1
Інгулець	14460	549	0,7
Рось	12575	346	2,2
Притоки Прип'яті			
Горинь	27650	659	3,3
Случ	13900	451	3,5
Дністер	72000	1362	5,0
Південний Буг	63700	792	1,5
Синюха	16725	111	1,7
Прут	27000	845	1,6
Тиса	150000	1410	1,7
Сіверський Донець	98900	1053	1,6
Оскіл	14680	436	2,9
Західний Буг	73470	813	3,7
Сян	16730	444	6,0

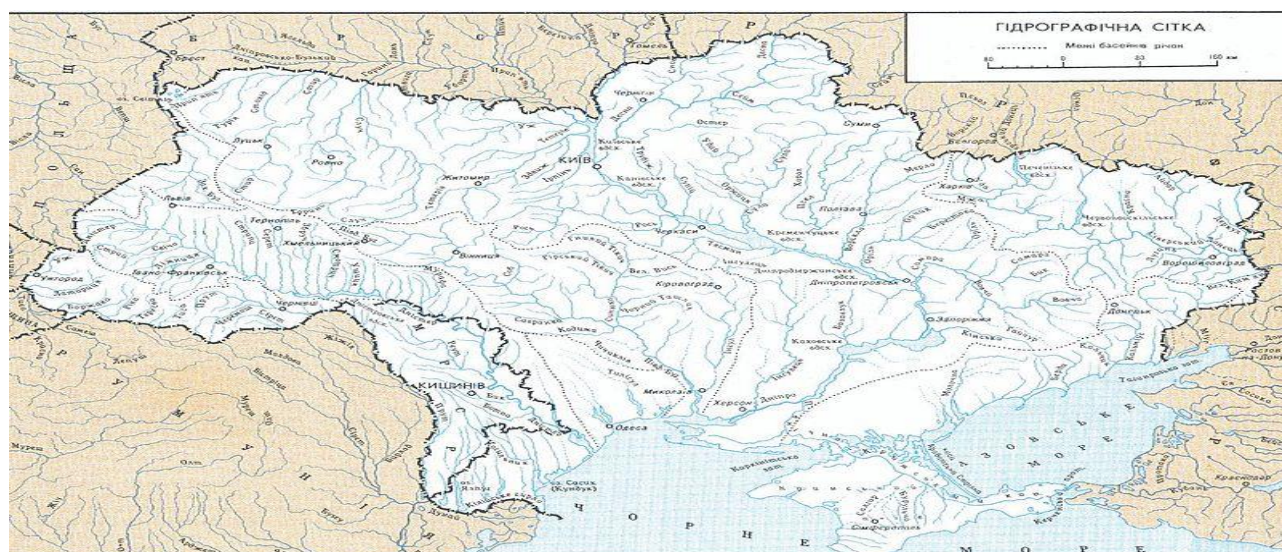


Рис. 28. Гідрографічна система України з межами басейнів головних річок

Залежно від гідрологічних чинників і характеру річок, на території України можна виділити такі гідрографічні райони:

Полісся, відводнене Дніпром (вище Києва) Прип'яттю, Десною і Бугом. Цей гідрографічний район характеризується такими показниками: річна сума атмосферичних опадів 500 – 600 мм, річний стік – від 100 до 120 мм (20 %). Похил річищ малий (близько 0,5 м/км); течія рік повільна; долини широкі, з низькими берегами, забagнені; щороку повені навесні; час замерзання у середньому 3,5 місяці.

Волинсько-Холмська височина, відводнена річками Вепр, Бугом і правобічними притоками Прип'яті (Стохід, Стир з Іквою, Горинь із Случчю). Тут сума атмосферних опадів складає 500 – 700 мм, річний стік 100 – 150 мм (20 %). Похил рік на півдні понад 1 м/км – зменшується на північ; долини широкі, часто забagнені; повені на весні; час замерзання на заході 3, на сході – 3,5 місяці.

Поділля, відводнене лівобічними притоками Дністра і правими Південного Бугу. Сума атмосферичних опадів на заході – 700 мм спадає до 450 мм на південному сході, стік на заході – 200 мм (30 %), на південному сході – 40 мм (10 %). Щільність мережі рік 0,4 – 0,5 км/км². У верхніх течіях ухил річок малий (близько 1 м/км), долини широкі, місцями забagнені, річкові долини переходять у вузькі й глибокі яри (найхарактеристичніший – яр Дністра); у межах Українського кристалічного щита річища кам'янисті. Повені весняні, на Дністрі також літні. Час замерзання – протягом 3-х місяців.

Придніпровська височина, відводнена правобічними притоками Дніпра (Тетерів, Ірпінь, Рось, Тясмин, верхній Інгулець) і лівобічними притоками Південного Бугу (Соб, Синюха, верхній Інгул). Сума опадів 450 – 550 мм, стік – 100 мм на північному заході (18 %) зменшується до 30 мм на південному сході (6 %); ухил рік близько 2 м/км; річища у межах Українського кристалічного щита кам'янисті й порожисті; долини рік глибокі, у верхніх течіях яристі. Найвищий водостан на весні. Тривалість замерзання – 3 місяці, на півдні на 1 – 2 тижні коротший.

Придніпровська низовина, відводнена лівобічними притоками Дніпра (Удай, Псел, Ворскла, Орель, Самара). Річна сума атмосферних опадів 450 – 550 мм, стік 40 – 120 мм. Ухил рік близько 1 м/км, річища вирівняні, долини широкі з пологими берегами. Високий водостан на весні. Час замерзання на півночі 3,5, на півдні – 2 місяці.

Донецький кряж, відводнений Дінцем і його правобічними притоками рік Азовського моря (Міус і Кадміус) та верхів'ями лівобічних приток Дніпра – Вовчої і Самари. Річна сума опадів близько 500 мм, стоку – близько 50 мм (10 %). Спад річища Дінця близько 0,5 м/км, приток – 1 м/км і більше, долини рік глибокі, у Дінця правий берег вищий, ніж лівий. Високий водостан навесні. Час замерзання близько 3 місяців.

Південно-західна смуга Середньоруської височини, відводнена верхів'ями лівобічних Приток Дніпра (Десни з Сеймом, Псла, Ворскла), Донцем і його лівобічними притоками (Оскіл, Айдар, Деркул) та правобічними притоками Дону (Калитва). Річна сума опадів 400 – 500 мм, стік на півночі близько 120 мм, скорочується до 60 мм і менше на півдні. Ухил рік тут близько 2 м/км; долини глибокі, праві береги вищі, ніж ліві. Найвищий водостан на весні. Час замерзання близько 3,5 місяців.

Чорноморська низовина, відводнена нижніми течіями Дністра, Буга, Дніпра і менших річок Чорного й Азовського морів. Річна сума опадів 270 – 400 мм, стік менше 25 мм (переважно на весні), тобто 6 % і менше. Влітку майже вся вода випаровується, тоді малі й середні річки, такі як Малий і Великий Куяльники і Тилигул, пересихають (вони закінчуються лиманами). Долини річок широкі з низькими берегами, річкові заплави порослі комишами. Замерзання – близько 2,5 місяці.

Кримські гори дістають 400 – 1000 мм опадів, переважно пізно восени і взимку; велика частина дощової води губиться у щілинах вапнякових порід (підземне відводнення), стік 20 – 200 мм. Долини річок вузькі й глибоко врізані.

Карпати і Передкарпаття відводнені правобічними притоками Вісли (Дунаєць, Вислока, Сян), Дністром і його притоками, лівобічними (Стривігор) і

правобічними (Бистриця, Стрий, Свіча, Лімниця, Солотвинська й Надвірнянська Бистриці), Тисою і її правобічними притоками (Тересва, Тересля, Ріка, Боржава, Латориця, Уж, Лаборець) та лівобічними притоками Дунаю (Серет і Прут). Сума атмосферних опадів від 700 мм на Передгір'ях до 1500 мм у найвищих частинах гір; величина стоку 350 – 750 мм (50 % і більше) залежно від висоти. Густота річкової мережі 1,1 км/км²; ухил річок 60 – 70 м/км у верхній, 5 – 10 м/км – у нижчій течії. Долини у горах відносно вузькі і глибокі (600 – 800 м), на Передгір'ях – 150 – 250 м. Великі літні повені, час замерзання – 2,5 до 4 місяців, залежно від висоти. Майже кожної зими льодостан підгірських рік переривається відлигами. Середня течія Тиси немає тривалого льодостану. Вода має високий твердий стік, але слабу мінералізацію.

Ріки відіграли велику роль у минулому України для заселення, транспорту, забезпечення їжею (рибальство). Тепер збільшилася їх роль для водопостачання, зрошення, осушення, збирання стоків, а також як джерело гідроенергії та як місця рекреації.

10.9. Озера та їх класифікація. Температурний режим та солоність озер

Наука, яка вивчає озера, називається *лімнологія* (гр. *limne* – озеро, *logos* – вчення). Вона виникла в кінці XIX ст.

Озером називається западина на поверхні суші, заповнена водою. Озера класифікують за походженням водної маси і походженням озерних улоговин.

За походженням водної маси озера бувають:

материкові – озера, які утворені за рахунок атмосферних опадів.

реліктові або *залишкові* – озера, які були колись частиною океану чи зв'язані з ним протоками (Каспійське море, Ладозьке, Онежське). Сюди належать: дрібні водоймища розкинуті на низинах, визволених з-під моря.

За походженням озерних улоговин озера поділяються на:

тектонічні озера, що є провалами у земній корі. Вони мають велику глибину і витягнуту форму (Байкал – глибина 1620 м). Сюди належать і вулканічні озера, так звані кратерні-озера, що утворилися у кратерах вулканів;

озерні котловани утворенні екзогенними силами:

- льодовикові, вони не глибокі, але розміщені групами (у Фінляндії, на Скандинавському півострові, у Канаді, Білорусії, на Волині);

- термокарстового походження, після відступу льодовика, усередині моренної маси деякий час залишалися ще глиби льоду, які танули і заповнювали утворені пустоти;

карстові озера причетні до місця розвитку карстових процесів, де легкорозчинні породи поступово виносяться, а утворені пустоти – заповнюються водою;

долинні озера у заплавах рік, коли під час паводка водою заповнюються заглибини річкової долини;

лагунні озера утворюються в тих випадках, коли мілководні затоки чи бухти відділяються від моря наносами піску чи мулу;

еолові озера – вітер видуває в пустелях значні западини, у яких накопичується ґрунтова чи атмосферна вода;

загатні озера утворюються шляхом загачування рік чи потоків якимись перепонами (гірськими обвалами, лавовими потоками чи льодовиками). Вони поширені у гірських країнах. Бувають і штучно створені озера.

Рівень води в озерах змінюється залежно від пори року. Хвилі до 2 – 2,5м властиві тільки великим озерам (Байкал, Вікторія). На великих озерах спостерігають стоячі хвилі через неоднаковий рівень води у різних місцях озера (інколи ця різниця сягає до 2 метрів, що викликається різними змінами атмосферного тиску над окремими частинами озера).

Температурний режим озер і солоність. Цікавий той факт, що максимальна щільність прісної води складається при $t +4^{\circ}\text{C}$. Звідси, якщо температура води поверхні озера вища ніж $+4^{\circ}\text{C}$, то відбувається пряма

стратифікація – чим глибше, тим температура води буде падати (але не нижче $+4^{\circ}\text{C}$) і навпаки.

У країнах з теплим кліматом озера постійно мають пряму стратифікацію, у полярних широтах – обернену. В озерах помірного клімату стратифікація змінюється від літа до зими. При переході від холодного до теплого сезону чи навпаки у таких озерах спостерігається стан *гомотермії*, коли по всій товщі води температура однакова – приблизно $+4^{\circ}\text{C}$. Якщо при цьому настає похолодання, то встановлюється зворотна стратифікація, бо охолодившись до 0°C вони замерзають і подальше охолодження води під льодом сповільнюється. При великій кількості відмерлих водоростей і розкладу їх температура навіть підвищується.

При оберненій стратифікації зимою в наших озерах температурна різниця води на глибинах невелика (від 0 до $+4^{\circ}\text{C}$). При прямій стратифікації влітку ця різниця досягає $+20^{\circ}\text{C}$ і більше.

За складом і кількістю розчинених солей у воді озера поділяються на:

прісні – сумарний вміст солей менший 1 г на 1 л води. Тут переважають солі вуглекислоти;

солоні – поширені у пустелях і поділяються на три основні типи:

власне солоні, з перевагою хлоридів, сульфатів натрію і магнію (Ельтон, Баскунчак, Мертве море, Велике Солоне озеро);

содові або карбонатні, в яких поряд з NaCl відіграє значну роль Na_2CO_3 ;

борні – поряд з іншими солями містять буру (Na_2BO_7). Таких озер багато в Ірані, Тибеті, Каліфорнії.

Якщо в озерах вода насичена солями до 200 – 300 % і більше, то солі випадають в осад. Такі озера мають назву *самоосадові* (Ельтон, Баскунчак, Велике Солоне озеро).

Водна рослинність і заростання залежить від зони озера. При березі ростуть осоки, хвощі, різулі, до 2 – 3 м завглибшки – комиші і тростинники, глибше – рослини з плаваючими листочками, а ще глибше водорості і водяні мохи.

Дрібні озера порівняно недовговічні. Вони заносяться мулом, створюючи сапропелі.

Господарське значення озер полягає у тому, що їх використовують для рибальства, вирощування водоплавних птахів, добування солей і сапропелів, а також як водні шляхи і джерела водопостачання.

10.10. Болота, їх значення у природі та житті людини

Болота утворюються у місцях з постійним чи періодично надлишковим зволоженням, шляхом заростання озер, у місцях виходу на поверхню джерел, у зв'язку з високим рівнем ґрунтових вод, при відсутності дренажу на плоских ділянках.

Залежно від місця утворення і рослинності, яка брала у цьому участь існує 3 типи боліт – *низинні, верхові і перехідні*.

Низинні або трав'яні болота утворюються у западинах, переважно на місцях колишніх озер. Вони живляться ґрунтовими або річковими водами, містять мінеральні часточки. На цих болотах ростуть осоки, тростинник, ситник, рогоз, зелені мохи, болотній хвощ.

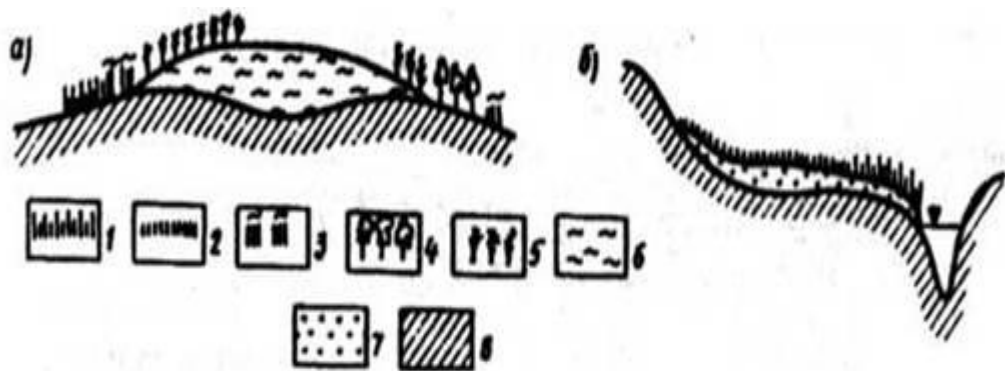


Рис 29. Схема верхового (а) та низинного (б) торф'яного болота мікроландшафти:

1 – осокові; осоково-очеретяні, осоково-гіпнові; 2 – сфагново-осокові; 3 – сфагново-пухівкові; 4 – вільшаники; 5 – сосново-сфагнові; 6 – поклади сфагнового торфу; 7 – поклади очеретяного та осокового торфу; 8 – мінеральний ґрунт [44]

Верхові або мохові болота виникають на водорозділах і можуть мати випуклу поверхню. Живляться вони атмосферними опадами. Тут поширені білі або сфагнові мохи, які розростаються зверху, відмирають знизу у шарах позбавлених кисню і світла. Відмерлі частини утворюють торфи.

Перехідний або змішаний тип боліт представляє перехідну стадію між низинним і верховим типом.

Болота мають велике народне господарське значення. Вони служать джерелом добування торфу і болотної руди (для виробництва фарб). На місці осушення боліт утворюються родючі ґрунти і їх використовують для вирощування сільськогосподарських культур. Болота є місцем розведення птахів і акумуляторами вологи в ґрунті.

10.11. Охорона вод суші та океану

Крім споживання населенням, вода використовується у великих кількостях у всіх галузях виробництва, особливо у металургійній, хімічній промисловості та у сільському господарстві.

Так, для виплавлення 1 т чавуну потрібно води 300 м^3 , 1 т міді – 500 м^3 , нікелю – 400 м^3 . Для виробництва 1 кг синтетичного волокна витрачається до 5 т води. Величезна кількість її витрачається у землеробстві. Для вирощування 1 т пшениці при поливі потрібно 1500 т води, рису – 4000 т, бавовнику – до 10000 т.

Споживання води з кожним роком зростає і нестача її у наші дні спостерігається у країнах, де проживає $1/3$ населення планети.

Головними джерелами забруднення водних ресурсів є стоки промислових підприємств, побутові стоки, стоки лікарень, харчових підприємств, стоки нафтопереробних підприємств, а також сільське господарство з використанням мінеральних добрив і отрутохімікатів.

В Україні також існують проблеми з забрудненням поверхневих вод. Лише у Дніпро щорічно скидається до 370 млн. м^3 забруднених стоків і вже в

найближче десятиліття 36 млн. жителів України може залишитися без питної води. Вже зараз дефіцит води в Україні складає 4 млрд. м³. За показником гігієнічної гранично-допустимої концентрації надзвичайно забруднені малі річки, особливо Південний Буг, річки Донецької, Луганської областей та Чорноморського узбережжя півдня України. Всі вони перебувають на різних рівнях деградації внаслідок промислового і побутового забруднення, розорювання та гідротехнічної меліорації водозборів і заплав, знищення лісів у долинах рік.

Стічні води, які містять органічні речовини, мають значну кількість біогенів. Вони здатні утримуватись часточками глини та гумусу і підвищувати родючість ґрунту. Після надходження біогенів до водних екосистем відбувається масове розмноження організмів фітопланктону. Внаслідок їх бурхливого росту та розмноження збільшується і кількість органічних решток (відмерлі особини), що веде до збільшення загальної маси органічної речовини у водоймі. Інтенсивний розвиток фітопланктону зумовлює помутніння води, а отже, і погіршення умов для росту бентосних рослин. Зменшується також насичення води киснем, особливо у бентосній частині. Усі ці процеси погіршують умови для проживання водних тварин.

Найбільш ефективним засобом очищення забруднених вод є створення спеціальних очисних споруд. У наші дні в Україні їх діє приблизно 3 тис., з них 60 % біологічної очистки, 35 % механічної та 5 % фізико-хімічної. Нинішні очисні споруди вилучають лише 10 – 40 % неорганічних речовин і зовсім не вилучають важких металів. Тому, необхідно збільшити обсяг державних капіталовкладень на будівництво очисних споруд нового покоління, на впровадження безвідходного промислового виробництва, використання у сільському господарстві нових більш ефективних добрив і отрутохімікатів.

У наші дні, крім вод суші, під загрозою забруднення перебуває і Світовий океан. Важливою є проблема використання ресурсів Світового океану біологічних, мінеральних, енергетичних. *Океан* – це також “легені” планети.

Він забезпечує основну частину регенерації кисню (на суходолі таку роль відіграють ліси) і є своєрідним регулятором температури на земній кулі.

Особливо посилилася господарська діяльність у Світовому океані у другій половині XX ст. зріс видобуток мінеральних ресурсів (нафта, газ, залізо-марганцеві конкреції, магній та ін.), що супроводжується збільшенням забруднення океанів. До гранично допустимих меж наближається вилов риби та інших морепродуктів, зменшився вилов червоної риби (кета, горбуша та ін.), крабів біля східного узбережжя Азії, анчоусів біля західного узбережжя Америки, тріски та оселедців у Північній Атлантиці тощо. Особливо сильно забрудненими виявилися такі акваторії Світового океану, як зона Карибського басейну, Північного та Балтійського, Середземного й Чорного морів, Перської затоки, вод біля південного узбережжя Японських островів.

Помітно зріс тоннаж флоту та обсяги перевезень. У економічно розвинутих країнах відбулися зрушення виробничих потужностей до моря – виникли великі приморські промислові комплекси.

Зросло також рекреаційне навантаження на узбережжя морів і океанів. Щороку сотні мільйонів відпочиваючих їдуть до моря, на узбережжя популярних світових курортів.

Стає очевидним, що проблеми Світового океану є водночас *економічними, соціальними, технічними, екологічними*. Для їх розв'язання потрібні узгоджені міжнародні дії.

Кінцевим результатом збільшення антропогенного тиску на екологічну систему океану є поступова деградація морських біоценозів з наступними несприятливими наслідками для здоров'я людини.

Значну небезпеку для морських та океанічних акваторій становить перевезення нафти та нафтопродуктів танкерами. У результаті аварій суден, промивання резервуарів, неминучих втрат нафти при видобутку у шельфовій зоні, при завантаженні і розвантаженні суден щорічно у води Світового океану потрапляє 12 – 15 млн. т нафти. Кожна тонна нафти вкриває тонкою плівкою приблизно 12 км² водної поверхні і забруднює близько мільйона тонн морської

води. Нафтова плівка викликає загибель заплідненої ікри, порушує процеси фотосинтезу і виділення кисню, тобто порушує газообмін між атмосферою і гідросферою.

Ліквідація нафти диспергаторами, здебільшого ПАР (поверхнево-активними речовинами), екологічно немає сенсу, оскільки вони отруйніші за нафту.

Тривалість перебування решток нафти на берегах залежить від прибою хвиль. На скелястих та піщаних берегах вона невелика (2 – 3 міс.), на солончаках дуже довга (понад 5 років). Деякі двостулкові мушльові молюски у випадку покриття моря нафтою можуть закрити свої стулки і порівняно з незахищеними організмами здобути селекційну перевагу. Для птахів, котрі сідають на воду, як більшість мартинів, це особливо небезпечно. Птахи, що пірнають (гагарка, топірець), плутають нафтові плями з їжею і отруюються. Нафта склеює пір'я, порушується теплоізоляція. Для підтримки температури тіла стає інтенсивнішим обмін речовин, через що витрачаються жирові резерви. Птах гине від виснаження.

Моря та океани забруднюються не тільки нафтопродуктами. До них потрапляють промислові і побутові відходи, які містять солі різних металів, отрути, значну кількість пестицидів, добрив, миючих засобів, радіоактивних речовин. Вважають, що у водойми надходить більше 500 тис. різноманітних речовин. Важкі метали стоків (свинець, ртуть, цинк, мідь, кадмій) активно накопичуються у харчових ланцюгах, кінцеву ланку в яких займає людина. Тому відомі випадки масового отруєння людей ртуттю, що містилась у рибі, а також кадмієм при використанні недоброякісної води.

Велику небезпеку для Світового океану становить забруднення радіоактивними речовинами через випробовування під водою термоядерної зброї, захоронення радіоактивних відходів, роботи ядерних реакторів на військових підводних човнах і криголамах.

Охорона океану може бути забезпечена зусиллями всього світового співтовариства, суворим дотриманням існуючих міжнародних договорів і прийняття нових.

Питання для самоконтролю

1. Дайте загальну характеристику гідросфері.
2. Які води входять до Світового океану?
3. Класифікація морів.
4. Від чого залежить температура і солоність морської води?
5. Назвіть заходи охорони вод суші та океану.
6. Значення болота у природі та житті людини.
7. Що таке ріка? Класифікація річок за довжиною.
8. Що зумовлює характер течії, живлення і режим річки?
9. Яка будова річки?
10. Озера, їх класифікація і значення.

РОЗДІЛ 11. АТМОСФЕРА, ЇЇ БУДОВА, ТЕМПЕРАТУРНИЙ ТА ВОДНИЙ РЕЖИМИ

11.1. Поняття про атмосферу та її роль у житті планети

Атмосфера – це механічна суміш в основному двох газів: азоту – 78 % і кисню – 21 %. Утворення такої кількості азоту N_2 обумовлене окисненням аміачно-водневої атмосфери молекулярним киснем O_2 , який поступає з поверхні планети внаслідок фотосинтезу зелених рослин, починаючи з 3 млрд. років тому. Азот також виділяється в атмосферу при денітрифікації нітратів та інших азотовмісних сполук. Азот окислюється озоном до NO у верхніх шарах атмосфери. Азот в атмосфері перебуває у молекулярній формі і не вступає у реакції з іншими хімічними елементами. Лише при розряді блискавки він окислюється озоном. Цю властивість використовують при виробництві азотних добрив шляхом окислення атмосферного азоту електричним розрядом. Окислювати його з малими енергозатратами і переводити у біологічно активну форму здатні ціанобактерії (синьо-зелені водорості) і бульбочкові бактерії завдяки симбіозу з бобовими рослинами.

Наявність кисню в атмосфері пов'язаний з появою на Землі зелених рослин, фотосинтез яких супроводжується виділенням кисню і вуглекислого газу. Спочатку кисень витрачався на окислення відновлених сполук (аміаку, вуглеводів, закисних форм заліза, що містились в океанах та ін. Пізніше вміст кисню в атмосфері почало зростати до нинішнього показника.

Співвідношення між цими газами в атмосфері незмінне. Адже кисень хоч і витрачається на дихання живих організмів, постійно поновлюється за рахунок фотосинтезу зелених рослин, а молекулярний азот як інертний газ не вступає в хімічні реакції з іншими складовими повітря. Крім азоту і кисню в атмосфері є інертні гази до 1 %, вуглекислий газ до 0,03 %, водяна пара 0,1 – 4 %, а також озон, аміак, оксид водню, йод.

Потужність атмосфери складає приблизно 2000 – 3000 км від поверхні Землі. Сумарна маса повітря в атмосфері – $(5,1 - 5,3) \cdot 10^{16}$ кг, з них $5,1352 \pm 0,0003 \cdot 10^{18}$ кг припадає на сухе повітря і $1,27 \cdot 10^{16}$ кг – на водяну пару.

Атмосфера Землі виникла у наслідок виділення газів при виверженнях вулканів. З часу появи океанів і біосфери вона формувалася завдяки газообміну з водою, рослинами, тваринами і продуктами їх розкладу у ґрунті і болотах. Формування сьогоденної атмосфери, згідно найбільш поширеної теорії, має декілька етапів. Спочатку (близько чотири мільярди років тому) була, так звана, *первинна атмосфера*, яка складалася в основному з легких газів – водню і кисню, захоплених з міжпланетного простору. У подальшому відбувався процес насичення цієї атмосфери вуглекислим газом, аміаком і водяною парою внаслідок активної діяльності вулканів, що привело близько три мільярди років тому до утворення *вторинної атмосфери*. Потім витік легких газів водню і гелію у міжпланетний простір, хімічні реакції, що відбувалися в атмосфері під дією ультрафіолетового випромінювання, грозових розрядів та інших факторів привело до утворення *третинної атмосфери* зі значно меншим вмістом водню і значно більшим – азоту та вуглекислого газу.

Повітря перемішується висхідними і нисхідними потоками, що забезпечує незмінний склад заввишки 100 км.

Атмосфера відіграє важливу роль у житті планети. Вона захищає Землю від ультрафіолетових і космічних променів, космічного пилу, від різких змін коливань, добових і сезонних коливань температури та забезпечує кругообіг води і життя живих організмів.

11.2. Будова атмосфери

Атмосферу поділяють на 5 концентричних шарів (сфер): *тропосфера*, *стратосфера*, *мезосфера*, *термосфера* і *екзосфера*.



Рис. 30. Будова атмосфери [44]

Тропосфера (гр. *tropos* – поворот, спрямування) – найближчий до поверхні Землі шар потужністю 10 – 11 км, в екваторіальному поясі 16 – 18 км, у середніх широтах 10 – 12 км, а на полюсах найменше – 8 – 10 км. Тут зосереджено приблизно 80 % всієї маси атмосфери і майже вся водяна пара. Чим вище, то температура повітря знижується на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ кожних 100 м і на межі із стратосферою складає $-45 - 55\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Стратосфера – сягає до 50 – 55 км. Тут гази також переміщуються з швидкістю у нижній частині до 300 км/год. Повітря настільки розріджене, що небо здається фіолетовим. Сонячні промені тут не відбиваються і не розсіюються, немає вологи, ні дощу, ні снігу, ні хмар, хіба що зрідка перламутрові. На висоті 30 км є *озоносфера* з великою кількістю озону (O_3), який вбирає ультрафіолетові промені і стримує потік теплової енергії.

Мезосфера або *середня сфера* розташована від висоти 40 – 50 км до 80 – 85 км. Тут температура повітря знижується до $-107\text{ }^{\circ}\text{C}$. На верхній межі мезосфери на висоті приблизно 80 км спостерігаються іноді сріблясті хмарки. Причиною їх виникнення є те, що Сонце викидає потоки електрично заряджених частинок разом з атомарним воднем, який при зустрічі з киснем утворює воду.

Термосфера простягається від 80 – 85 км, заввишки 800 км. Заввишки 250 км температура зростає, а далі залишається постійною.

У роки максимальної активності Сонця температура тут коливається вдень у межах $2280 - 2750\text{ }^{\circ}\text{C}$, а вночі $1500 - 1900\text{ }^{\circ}\text{C}$. У роки мінімальної активності Сонця температура дещо нижча і коливається вдень від 1200 до $1400\text{ }^{\circ}\text{C}$, а вночі від 750 до $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$.

У межах термосфери розташована *іоносфера* (від 50 до 80 км) – шар дуже розрідженого повітря, в якому багато іонів – частинок, що несуть електричний заряд. Джерелом іонів є *молекули газів*, які розпадаються під дією космічних променів. Від іоносфери, як від дзеркала відбиваються довгі і середні радіохвилі, на чому базуються радіопередачі на далекі відстані. Тут виникають і полярні сяйва – свічення розріджених газів під впливом електрзаряджених частинок, які надходять в іоносферу від Сонця.

Екзосфера – зовнішня сфера, яка простягається від 800 до декількох тисяч км. Тут частинки газів містяться на великій відстані одна від одної і рухаються з такою великою швидкістю, що деякі з них пересилують земне тяжіння і летять у міжпланетний простір.

Залежно від активності Сонця екзосфера, то стискається до 2 – 3 тис. км, то розширюється до 20 – 22 тис. км. Величину 2 – 3 тис. км вважають верхньою межею атмосфери.

11.3. Нагрівання атмосфери

Джерелом тепла для поверхні Землі і атмосфери є тепло із розігрітих надр Землі і від Місяця та зірок, однак цього тепла надходить дуже мізерна кількість, тому його можна не враховувати. Основна маса тепла надходить від Сонця у вигляді променів, тобто *сонячної радіації*. Сонячна радіація складається з електромагнітних хвиль, які поширюються зі швидкістю світла 300 000 км/с та корпускулярної радіації з потоку заряджених протонів і електронів, швидкість яких в 10 разів менша, а енергія в 10 разів менша, ніж енергія теплової радіації. До електромагнітної радіації належать: *ультрафіолетове, інфрачервоне, рентгенівське випромінювання, гамма-промені, світло, радіохвилі*. Радіохвилі мають довжину від міліметрів до кілометрів, рентгенівське і гамма-випромінювання – менше тисячних часток мікрометра, а температурна радіація від 0,002 до 100 – 120 мікрометрів. Остання становить 99 % всієї сонячної енергії. В її складі 47 % припадає на інфрачервоні промені (0,76 – 120 мк),

46 % – видиме світло (0,40 – 0,76 мк), 7% – ультрафіолетові хвилі (0,002 – 0,4 мк). У метеорології виділяють короткохвильову радіацію (0,1 – 4 мкм) і довгохвильову (понад 4 мкм). Сонячна радіація на 99 % є короткохвильовою. Довгохвильову радіацію з довжиною хвиль від 4 до 100 – 120 мкм випромінюють *земна поверхня і атмосфера*.

Сонячна радіація за способом поступлення на поверхню Землі поділяється на: *прямую і розсіяну*

Радіацію, яка надходить до земної поверхні безпосередньо від сонячного диска називають ***прямою сонячною радіацією***. Відстань від Землі до Сонця дуже велика, тому пряму радіацію розглядають у вигляді паралельних променів, які надходять з нескінченності. ***Інтенсивність прямої сонячної радіації*** або ***інсоляція*** – це кількість променистої енергії, що падає на одиницю площі. Вона вимірюється у джоулях (Дж) за системою одиниць СІ або кіловатах (кВт). Зовні системною одиницею інтенсивності радіації або теплоти є калорія, яка дорівнює 4,19 Дж (1 ккал/см² дорівнює 41,9 МДж/м²).

Безпосередньо від Сонця приходить пряма сонячна радіація, її інтенсивність до вступу в атмосферу, тобто на верхній межі атмосфери. називають ***сонячною константою*** – кількість тепла, що потрапляє за 1 хв. на 1 см² поверхні, яка розташована перпендикулярно до сонячних променів, яке б Земля одержала при середній відстані від Сонця і відсутності атмосфери. Сонячна константа залежить тільки від відстані від Сонця і за рекомендацією Міжнародної комісії з радіації має стандартне значення 1,37 кВт/м². Зміни сонячної сталої протягом багатьох років не встановлено.

За 1,5 доби Сонце дає Землі стільки енергії, скільки всі електростанції світу за рік. І це, між іншим, тільки 0,000000002 частина випромінювання Сонця, але цієї енергії достатньо для забезпечення різноманітного органічного життя на нашій планеті. Інсоляція або інтенсивність прямої сонячної радіації залежить від зміни відстані до Сонця протягом року, від кута падіння сонячних променів, обумовленого широтою. Тому, у дні весняного і осіннього рівнодення добова інсоляція (потік сонячної теплоти на горизонтальну

площадку) найбільша на екваторі – $37,7 \text{ МДж/м}^2$ і зменшується до нуля на полюсах. Взимку за полярним колом, де Сонце не показується над горизонтом, інсоляція дорівнює нулю, а на екваторі – 36 МДж/м^2 . У день літнього сонцестояння для північної півкулі добова інсоляція на полюсі сягає 46 МДж/м^2 , водночас на екваторі – 33 МДж/м^2 . Влітку добова інсоляція у південній півкулі дещо більша у зв'язку з меншою відстанню до Сонця.

Проходячи крізь атмосферу, частина сонячної радіації розсіюється атмосферними газами, частина поглинається, решта досягаючи земної поверхні частково відбивається, а у більшості поглинається і нагріває її. Частина розсіяної радіації виходить у міжпланетний простір, а частина йде до земної поверхні, частково відбивається, а частково поглинається нею, тому інтенсивність прямої сонячної радіації біля земної поверхні зменшується. Вона залежить від тривалості освітлення і кута падіння сонячних променів, обумовленого висотою Сонця над горизонтом, а також прозорості атмосфери. Сильно ослаблює сонячну радіацію хмарність (у середньому на 20 %).

У чистій атмосфері при високому положенні Сонця інтенсивність прямої радіації дорівнює $1,6 \text{ кал/см}^2$ за хвилину, а на висоті 4 – 5 км у горах до $1,7 \text{ кал/см}^2$ за хвилину.

Близько 25 % сонячної радіації перетворюється в *розсіяну*, її розсіюють постійні гази, що містяться в атмосфері. Розсіяна радіація відрізняється від прямої тим, що йде від усього небосхилу і складається з більш короткохвильових променів (синіх і фіолетових). З розсіяною радіацією пов'язані такі явища, як блакитний колір неба, денне освітлення (вся атмосфера стає джерелом освітлення); сутінки після заходу і перед сходом Сонця; білі ночі влітку, коли Сонце не опускається нижче 18° за горизонт; кольорові світанки і вечірня зоря.

Ослаблення радіації за рахунок поглинання і розсіювання атмосферою залежить від коефіцієнта прозорості. Середня прозорість атмосфери 0,7 – 0,8, а якби атмосфера складалася тільки з газів – 0,9. Коефіцієнт прозорості залежить від мутності атмосфери, погоди, географічної широти, висоти Сонця. Він

показує, яка частина радіації досягає земної поверхні і дорівнює відношенню прямої радіації на земній поверхні до сонячної радіації, яка потрапляє на верхню межу атмосфери.

Пряма і розсіяна радіації складають *сумарну радіацію* – це загальна кількість тепла у джоулях, що надходить на поверхню суші і океану від Сонця на одиницю площі (см^2) за одиницю часу. Сумарна радіація зростає з півночі на південь. Так, якщо на арктичних островах цей показник складає за рік $25,08 \text{ кДж/см}^2$, у середньому поясі – 418 кДж/см^2 , то на півдні – 669 кДж/см^2 .

Інтенсивність радіації залежить від довжини шляху, який проходять в атмосфері сонячні промені і кута падіння променів на поверхню Землі (полудень, ранок і надвечір'я).

Нерівномірність надходження променевої енергії в одних і тих самих місцях пов'язана з річним і добовим рухами Землі, бо при цьому змінюється як кут падіння променів, так і тривалість освітлення. У тропічних країнах тривалість дня і ночі однакова протягом усього року, а в полярних вона різко міняється. На полюсі Сонце не заходить 6 місяців (186 днів). За цей час загальна кількість радіації на полюсі лише на 17 % менша, ніж на екваторі, а в період літнього сонцестояння, навіть більша, ніж на екваторі. Але через малий кут падіння більша частина променів поглинається атмосферою і Земля нагрівається дуже слабо.

Інтенсивність надходження сонячної радіації залежить також від часу доби і характеру земної поверхні, а також від віддалі між Землею і Сонцем. Ця віддаль найменша у січні (перигей) і найбільша у липні (апогей). Різниця ця складає 5 млн. км, через що у першому випадку Земля одержує радіації на 34 % більше, а у другому – на 35 % менше, ніж при середній віддалі. Але це суттєвого впливу на нагрівання Землі немає, бо у першому випадку вона рухається швидше і час від 21 березня (весняне рівнодення) до 23 вересня (осіннє рівнодення) складає 186 діб, а від 23 вересня до 21 березня лише 179 діб.

Відношення кількості радіації, відбитої від поверхні, до кількості, що надходить на цю поверхню, називається **альбедо**. Альбедо залежить від кольору, вологості і шорхуватості поверхні. Найбільше альбедо у свіжого снігу – до 70 – 90 %, у піщаної пустелі – до 35 %, у хвойного лісу – 6 – 19 %, а у Землі як планети – близько 40 %.

Радіаційний баланс – різниця між приходом і розходом сонячної радіації. Він складається з радіаційних балансів підстилаючої поверхні атмосфери. Баланс сонячної енергії виглядає так: із всієї сонячної радіації, що надійшла на верхню частину атмосфери (100 %):

- відбивається від Землі і повертається у міжпланетний простір – 42 %, причому 38 % відбивається атмосферою і 4 % – поверхнею Землі;

- решта (58 %) поглинається: 14 % – атмосферою і 44 % ґрунтом.

Нагріта поверхня Землі віддає назад всю поглинуту нею енергію: випромінювання енергії земною поверхнею – 20 %; ефективне випромінювання земною поверхнею – 20 %; нагрівання повітря й випаровування води – 24 % (5,6 % на нагрівання повітря і 18,4 % на випаровування води). Отже, радіаційний (і тепловий) баланс Землі дорівнює 0.

Нагрівання суші і води має свої особливості. Тверді породи нагріваються швидше, але і швидше охолоджуються. Вода через вищу теплоємність повільно нагрівається і довше утримує тепло. На суші сонячні промені нагрівають тільки поверхню, а на воді – і глибину. Поверхня моря тепліша від поверхні суші. Повітря нагрівається від поверхні Землі. Нагріте повітря, утворюючи *конвекційні потоки*, піднімається вгору, розширюється, через що втрачає теплову енергію і швидко охолоджується. Висота у метрах, на яку треба піднятися, щоб температура повітря знизилась на 1 °С, називається **термічною сходиною**.

Інверсія температури – явище, коли на деякій висоті повітря тепліше, ніж унизу. Це відбувається при різкому зниженні температури поверхні Землі. Чим більше води і інших домішок у атмосфері, тим більше тепла утримується на поверхні Землі.

Температура повітря змінюється протягом доби. Найнижча вона перед сходом Сонця. У наших широтах найвища температура буває приблизно 14 год. взимку і 15 год. влітку. Найтеплішим місяцем є липень, а найвища сонячна радіація у червні. Нагріта у червні Земля віддає своє тепло у липні. Біля морів найтепліше у серпні, бо вода повільніше нагрівається і охолоджується.

Середньодобова температура повітря – це середня арифметична температур о 1 год. ночі, 7 год. ранку, 1 год. дня і 7 год. вечора.

Середньомісячна температура повітря – це середня арифметична середньодобових температур місяця (частка від суми середньодобових температур на кількість днів місяця).

Середньорічна температура повітря – це середня арифметична всіх середньомісячних температур.

Різниця між середніми температурами найтепліших і найхолодніших місяців у році показує річну амплітуду температури. Найбільші амплітуди при Полярному колі і на континентах, найменші – в екваторіальних країнах і в океанах.

Тепло на Землі розподіляється нерівномірно. Лінії, які з'єднують на картах пункти з однаковою температурою називаються **ізотерми**. При аналізі ізотерм спостерігаються такі закономірності:

- 1) в обох півкулях температури знижуються від екватора до полюсів;
- 2) географічний екватор не співпадає з термічним, який є хвилеподібною лінією, що з'єднує найгарячіші точки на Землі. Він проходить приблизно 26° північної широти, відхиляючись то в один, то в інший бік, лежить майже скрізь у Північній півкулі і відхиляється найбільше до поясу на материках;
- 3) у Південній півкулі хід ізотерм більш плавний, ніж у Північній, у зв'язку з перевагою вод над сушею.

На землі виділяють 7 теплових поясів:

теплий чи *гарячий*, який обмежений у кожній півкулі річною ізотермою +20 °С. Ця ізотерма проходить поблизу 30° північної і 30° південної паралелей;

два помірні, які в кожній півкулі розташовані між річними ізотермами $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ найтепліших місяців;

два холодних, які у кожній півкулі замкнені між ізотермами $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ найтеплішого у цій півкулі місяця;

дві області вічного морозу, в яких середня температура найтеплішого місяця $<0\text{ }^{\circ}\text{C}$. У Північній півкулі – це внутрішня частина Гренландії і, можливо, простір навколо полюса, а в Південній – нижче 60-ї паралелі.

11.4. Вода в атмосфері

Вода в атмосфері перебуває у вигляді пари, що випаровується з поверхні водних басейнів і Землі, а також транспірації рослин.

Випаровування – це поступлення в атмосферу водяної пари з будь-якої поверхні за одиницю часу. Величина випаровування залежить від температури повітря і вітру.

Кількість води, яка може випаровуватись з тієї чи іншої поверхні називається **випаровуваністю**.

Межа, при якій атмосфера насичена водяною парою називається **насиченістю атмосфери**. Вона залежить від температури повітря.

Температура, при якій ненасичене повітря переходить до насиченого називається **точкою роси**.

Вологість повітря є **абсолютною** і **відотною**.

Абсолютна вологість – це тиск у повітрі водяної пари, виражена в мм ртутного стовпчика або це кількість водяної пари у грамах, що міститься в 1 м^3 повітря.

Відносна вологість – це відсоткове відношення кількості водяної пари, що міститься у повітрі, до тієї кількості, яку воно повинно містити при насиченні. Якщо відносна вологість 80 %, то це означає, що повітря містить 80 % тієї кількості пари, яку воно може втримувати при цій температурі.

Водяна пара, яка міститься у повітрі, може зазнавати *сублімації* або *конденсації*.

Сублімація – це перехід рідкої води у твердий стан при зниженні температури. Сублімація може відбуватись при вологості і нижчій за 100 %.

Конденсація – це перехід пари у рідкий стан і починається вона з точки роси.

Конденсація вологи на земній поверхні відбувається у вигляді *роси*, *інію*, *паморозі* і *голольоду*.

Роса – утворюється при контакті повітря з холодними рослинами.

Іній – внаслідок конденсації, яка відбувається при від’ємній температурі повітря.

Паморозь виникає під час сильних морозів, а **гололід** – при інверсіях температури, коли температура нижніх шарів повітря нижча від тих шарів атмосфери, з яких падає дощ.

Конденсація вологи в атмосфері відбувається по-іншому і призводить до утворення туманів і хмар, з яких випадають атмосферні опади. У вільній атмосфері конденсація вологи відбувається тільки при наявності твердих частинок (порох, дим) або електрично заряджених частинок – іонів, на які осідають краплі води. Ці дрібні частинки (0,02 мм), на яких починається конденсація називаються **ядрами конденсації**.

Тумани – це скупчення продуктів конденсації у вигляді дрібних краплин води, підвішених у повітрі безпосередньо над земною поверхнею. Вони поділяються на:

радіаційні тумани або *тумани випромінювання* – утворюються при охолодженні земної поверхні і приземних шарів повітря до точки роси, внаслідок чого відбувається конденсація. Часто ці тумани трапляються при тихій погоді і ясному небі, ввечері або вранці. У промислових містах, де багато пороку, диму, копоті також бувають тумани. При цьому, змішуючись з твердими часточками, вони утворюють отруйний задушливий смог. У 1952 році

у Лондоні через це за п'ять діб загинуло 4 тис. людей і більше 10 тис. одержали важкі захворювання;

адвективні тумани – пов'язані з переміщенням мас повітря з різною температурою. При контакті холодних і теплих мас відбувається конденсація. Якщо вона відбувається на значній висоті, то такі тумани утворюють хмари.

Хмари. У результаті конденсації вологи у повітрі на деяких висотах виникають хмари. Конденсацію спричинює адіабатичне охолодження повітря. **Кожна хмара** – це динамічна система, в одній частині якої утворюються краплі води, у другій – випаровуються, за кілька десятків хвилин хмара оновлюється. За складом хмари бувають: *водяні, льодяні та мішані*. *Водяні хмари* (крапельні) можуть існувати не тільки при додатних температурах, а й нижче 0 °C у переохолоджену стані. При від'ємних температурах утворюються мішані хмари, які складаються, а переохолоджених крапель і кристалів льоду. При достатньо низьких температурах (-30 – -50 °C) хмари складаються тільки з кристалів льоду і називаються **кристалічними** або **льодяними**. Вміст води у хмарах невеликий – від 0,2 до 5 г в 1 м³ повітря.

За походженням розрізняють хмари *конвективні, хвилясті й фронтальні*.

Конвективні хмари утворюються у нестійких повітряних масах і пов'язані з інтенсивною конвекцією і адіабатичним охолодженням висхідного повітря. Це купчасті або купчасто-дощові хмари, в їх верхній частині з'являються льодяні кристали, а основна маса складається з крапель води. Вони мають велику вертикальну потужність і вершинами досягають висоти 15 – 20 км у тропічних і екваторіальних широтах.

Хвилясті хмари (шаруваті, шарувато-купчасті, висококупчасті) виникають внаслідок слабкого турбулентного переносу водяної пари вгору від земної поверхні у стійких повітряних масах, де на певній висоті міститься шар інверсії температури, водяна пара нагромаджується під тим шаром, оскільки зверху починається підвищення температури і конвекція затухає.

Фронтальні хмари утворюються на атмосферних фронтах, тобто смугах, які поділяють різні повітряні маси. Коли тепле повітря рухається і витісняє

холодне – це *теплий фронт*, а коли холодне повітря рухається, а тепло відступає – це *холодний фронт*. Фронт завжди нахилений відносно земної поверхні, через те, що холодне повітря підтікає під тепле у вигляді клину. Внаслідок ковзання по лінії фронту виникають шари висхідного ковзання, на теплому фронті – це *перисті, перисто-шаруваті, високошаруваті, шарувато-дощові*, а на холодному – *перисті, перисто-купчасті, висококупчасті, купчасто-дощові* зі зливовими дощами.

Різноманітність метеорологічної обстановки породжує різноманітність форм хмарних мас. Міжнародна класифікація хмар включає 4 родини (хмари верхнього, середнього і нижнього ярусів, а також хмари вертикального розвитку) і 10 родів (*перисті, перисто-купчасті, перисто-шаруваті, висококупчасті, високошаруваті, шаруваті, шарувато-купчасті, шарувато-дощові, купчасті і купчасто-дощові*).

Хмари верхнього ярусу формуються заввишки більше 6000 м. До цієї родини належать три роди хмар: *перисті, перисто-купчасті і перисто-шарові*.

Перисті хмари – нещільні, просвічуються, не дають тіні. Вони розташовані у горизонтах від’ємних температур, тому складаються з кристалів. Білого кольору з шовковистим відтінком, не дають опадів. Наявність їх на небосхилі – надійна ознака настання негоди.

Перисто-купчасті і перисто-шарові хмари утворюються у тих межах, що і перисті, тому також складаються з кристалів. Перисто-купчасті утворюють тонкі шари, пасма, дрібні хвилі і бувають двох видів: *хвилясті та купчастоподібні*. Перисто-шаруваті хмари мають вигляд однорідної тонкої плівки, яка не розмиває Сонця і Місяця, бувають *ниткоподібні й туманоподібні* види.

Хмари середнього ярусу – формуються заввишки від 2000 м до 6000 м. Тут утворюються два роди хмар: *високо-купчасті і високо-шарові*. Вони складаються з краплин і кристалів льоду.

Високі купчасті хмари білі або сіруваті, складаються з дрібненьких переохолоджених крапель, мають вигляд хвиль, куп, гряд, пластівців з просвітами блакитного неба, опадів не дають. Розрізняють: *хвилясті* й *купчастоподібні* види.

Високо-шаруваті хмари складаються з суміші сніжинок та дрібних краплин, мають вигляд сірої або синюватої однорідної плівки, через яку Сонце і Місяць просвічується, як крізь матове скло. Взимку можуть дати сніг, а влітку опадів не дають. Бувають їх туманоподібні та хвилясті види.

Хмари нижнього ярусу – формуються заввишки від 200 м до 2000 м. До цієї родини належать три роди хмар: шарові, шарово-дощові і шарово-купчасті.

Шарові – подібні до туману, що піднявся у гору. Мають неоднакову товщину і більш темні та світлі плями, іноді розірвані знизу. Закривають все небо, бувають *туманоподібні*, *хвилясті*, *розірвано-шаруваті*. З них може падати рідкий сніг або моросити дрібнесенький дощ (мряка).

Шарово-дощові – більш однорідні, нижня поверхня здається розмита через те, що з них випадають обложні дощі. Вони виникають, коли насуються потужні теплі маси повітря. Складаються з великих крапель внизу і дрібних наверху. Мають вигляд темно-сірого суцільного шару, ніби освітленого зсередини, під час дощу шар виглядає одноманітним. З них випадають обложні дощі або сніг, іноді з перервами.

Шарово-купчасті – поєднують елементи шарових і купчастих хмар, з яких вони утворюються. Вони складаються з однакових крапель, утворюють сірі великі пасма, хвилі, купи, пластини. Від висококупчастих відрізняються меншою висотою, великими розмірами куп і більшою щільністю. Рідко випадає нетривалий дрібний дощ, але найчастіше опадів не дають.

Хмари вертикального розвитку – верхня межа утворення цих хмар приблизно 6000 м, а нижня – приблизно 500 м. У цій родині розрізняють: купчасті і купчасто-дощові хмари, конвективні за походженням, утворюються у теплу половину року, мають плоску основу і купчасті вершини. Висота їх залежить від температурних умов і ступеня насичення повітря водяною паром,

а потужність – від інтенсивності висхідних потоків повітря. Влітку вони можуть досягати потужності 4 – 5, а навіть 6 – 7 км.

Купчасті хмари складаються з крапель, але опадів не дають. Це щільні високі хмари з білими купчастими та куполоподібними вершинами і плоскою основою сірого або синього кольору. Бувають такі види: *плоскі, середні, потужні*. Існує багато їх різновидів.

Купчасто-дощові або *грозові* – хмари знизу складаються з крапель, а зверху – з кристалів. Вони мають вигляд білих щільних хмар з темною основою або гір, величезного ковадла тощо. Бувають *лисї* й *волохаті* види, з яких випадають зливові дощі, град, які супроводжуються грозою.

Краплі води величиною сотих частин мм легко плавають у повітрі, більш крупні починають падати у вигляді мжички чи дрібного дощу. Дощі бувають *облогові* і *проливні*.

Облогові дощі – затяжні, що падають безперервно або з короткими перервами протягом кількох годин і навіть діб.

Проливні – раптові дощі, які тривають короткий час.

Найбільш простими утвореннями твердих опадів є *мікроскопічні кристали льоду*, які утворюють дрібні голки, а останні – різноманітні сніжинки.

При вологості 100 % і від'ємній температурі утворюються змерзлі між собою краплі води, які називаються **крупною**. Замерзання води відбувається з виділенням тепла, яке у свою чергу призводить до вертикальних потоків, які спричиняють до підняття і опускання декілька раз у межах хмари утворених крупинок, які намерзають і утворюють *град*.

Опади вимірюють *дощоміром* і *опадоміром*.

Дощомір – металічне відро циліндричної форми з площею поперечного розрізу 500 см², заввишки 40 см. Усередині є діафрагма для запобігання випаровування, під нею носик, по якому вода стікає у склянку, на якій нанесені поділки. Сніг перед вимірюванням нагрівають, щоб розтанув.

Опадомір системи *Третьякова* різниться від дощоміра наявністю 16 окремих пластин для захисту, а площа попереднього розрізу відра 200 см².

Товщину снігу вимірюють *снігомірними рейками*.

Розподіл і річний режим опадів залежить від температури, тиску атмосфери і пов'язаних з ним вітрів, рельєфу земної поверхні і розміщення місцевості відносно моря.

Опади мають зональний розподіл. Максимум їх припадає на екваторіальну зону, обмежену $17 - 20^\circ$ пн. ш. і пд. ш. Тут випадає 1 – 2 тис. мм опадів, а в місцях зіткнення пасатів з гірським рельєфом до 5 – 7 тис. мм і навіть 9 тис. мм. Найбільш дощове місце на планеті – південний схил Гімалаїв (м. Черапунжі) – 11 650 мм, а рекордна – 23 тис. мм.

Мінімум опадів міститься у межах широт, обмежених $20 - 30 - 32^\circ$ – це *зона пасатів*. В умовах високого тиску повітря опускається вниз, стискується, температура його підвищується, а відносна вологість знижується і конденсація вологи не відбувається. У пустелі Атакама випадає від 0,1 до 5мм опадів за рік, а у Лівійській пустелі – не кожен рік.

Починаючи з $30 - 33^\circ$ пн. ш. і пд. ш. включно до 50 – 60-х паралелей, кількість опадів знову зростає, хоч випадає їх не так багато, як у районі екватора. Тут кількість опадів зростає до 500 – 700 і навіть 1000 мм, а на підвітрових схилах гір (Скандинавських, Альп, Кавказу, Анд) – до 3 – 5 тис. мм.

У помірному поясі Північної півкулі у міру проникнення вглиб континенту морські маси повітря поступово висушуються і зменшується кількість опадів з 1000 мм у Західній Європі до 600 – 500 мм у Східній і до 300 – 400 мм у Сибіру. У холодних поясах повітря не може містити багато вологи і опадів випадає 200 – 300 мм за рік.

Важливим показником ефективності опадів є *коефіцієнт зволоження*, тобто відношення кількості опадів, що випали за певний період, до кількості випаруваних за цей же період. У різних ландшафтно-географічних зонах він різний. Так, у пустелях коефіцієнт зволоження не перевищує 0,1, хоча тут випадає більше опадів, ніж у тундрі, де він дорівнює 1,5 і більше.

11.5. Тиск атмосфери і вітри

Повітря як фізичне тіло має масу. Це вперше, ще у 1643 році, довів своїм дослідом відомий італійський фізик і математик, учень і послідовник вчення Галілео Галілея Еванджеліста Торрічеллі. Було встановлено, що 1 м^3 повітря має масу 1,3 кг. Ця маса і зумовлює *атмосферний тиск*. На 1 м^2 земної поверхні, на рівні моря при температурі 0°C на широті 45° повітря тисне з силою 10 333 кг. Якщо уявити собі стовп повітря від поверхні Землі до верхньої межі атмосфери, то його маса б зрівнювалась стовпом води такого ж діаметру заввишки 10,3 м, а стовпчиком ртуті лише в 76 см.

Нині тиск вимірюється у гектопаскалях (гПа) або в мм рт. ст. За нормальний тиск береться тиск на рівні моря, що становить 1013 гПа або 760 мм рт. ст. Звідси $1 \text{ мм рт. ст.} = 133 \text{ Па}$. Унаслідок переміщення повітряних мас тиск може змінюватись у межах від 887 до 1080 гПа. Найвищий тиск зареєстровано у Барнаулі (1900 р.) – 1078,3 гПа, найнижчий – 877 гПа (в 1918 р.) біля південно-східних берегів Азії на Тайфуні.

Вимірюють тиск повітря *ртутними і металічними барометрами*. *Ртутний барометр* складається з запаяної зверху скляної трубки зануреної відкритим кінцем у металічне блюдце з ртуттю.

Металічний барометр або **анероїд** – це герметично-замкнена тонкостінна коробка, усередині якої перебуває розріджене повітря. При зміні атмосферного тиску коробка розширюється або звужується. Ці зміни системою ричагів передаються на стрілку, яка відповідно зміщується по шкалі з поділками. Існують і самописні барометри *барографи*.

Тиск залежить від температури і вологості повітря, а також висоти над рівнем моря. Із збільшенням температури повітря розширюється і стає легшим. Водяна пара, що легша від повітря, також знижує тиск атмосфери. Із висотою тиск падає. Людина та всі інші тварини не відчують цього тиску, бо він врівноважується їх внутрішнім тиском повітря. При підйомі у горах вже на висоті 3000 м людина починає відчувати себе погано, появляється задуха,

запаморочення. На висоті більше 4000 м може піти кров з носа, так як розриваються кровоносні судини, іноді людина навіть втрачає свідомість. Все це відбувається тому, що з висотою атмосферний тиск падає, повітря стає розрідженим, зменшується кількість у ньому кисню, а внутрішній тиск у людини не змінюється. Тому, у літаках, що літають на великій висоті, кабіни зачинені герметично, і у них штучно підтримується такий самий тиск повітря, що і на поверхні Землі.

Віддаль між двома пунктами по вертикалі, на якій атмосферний тиск змінюється на одиницю називається **барометричною сходиною**. У нижньому шарі атмосфери барометрична сходина дорівнює приблизно 14,5 м. Між висотою і тиском повітря існує обернена геометрична прогресія.

На поверхні Землі атмосферний тиск коливається через зміну температури повітря. Холодніше повітря важче або щільніше, тому і тиск його вищий і навпаки. Якщо між двома районами існує різниця атмосферного тиску, то, переважно, повітря пересувається з району вищого тиску у район нижчого. І швидкість пересування залежить від *баричного градієнта* – різниці тиску на віддалі 1° дуги меридіана (111,3 км) у тому напрямку, в якому падає тиск. У помірних широтах градієнт рідко перевищує 1 гПа, хоч іноді досягає і 2 – 3 гПа. В Англії під час урагану зареєстровано баричний градієнт в 17,5 гПа.

Розподіл тиску повітря на поверхні Землі або баричне поле Землі, відображають карти, на яких пункти з однаковим тиском з'єднані між собою лініями – *ізобарами*. Карти ізобар складають *щомісяця, щосезону і річні*. Ізобари показують, що розподіл атмосферного тиску симетричний в обох півкулях. У середніх широтах Північної півкулі баричне поле різноманітне і не постійне, тоді як у Південній півкулі змінюється мало. Це пов'язано із різним співвідношенням суші і води в цих півкулях.

Атмосферний тиск у різних місцях земної кулі різноманітний. Є місця з підвищеним тиском, їх називають **баричним максимумом**. До баричного максимуму належать Азорський, Гавайський, Південно-Атлантичний, Південно-Тихоокеанський і Антарктичний райони, де високий тиск

утримується цілий рік. Високий тиск припадає на 30 – 35 паралелі і райони полюсів.

Місця з постійно низьким атмосферним тиском називають **баричним мінімумом**. До таких належать, наприклад, Ісландський і Анутський. Баричні мінімуми зосереджені на 60 – 65 паралелях обидвох півкуль і в екваторіальній зоні.

Існують так звані *зворотні райони*, в яких низький тиск улітку, а високий – взимку, наприклад, Східно-Сибірський, Австралійський, Південно-Африканський максимуми.

І баричні максимуми, і баричні мінімуми називають **центрами дії атмосфери**, бо вони істотно впливають на клімат обширних територій Землі.

Повітря майже постійно переміщується, як у вертикальному, так і у горизонтальному напрямках.

Рух повітря у горизонтальному напрямку називається **вітром**. Причиною вітрів є нерівномірний розподіл тиску повітря на поверхні Землі через його нерівномірне нагрівання. При вітрі повітря рухається поривами, що пов'язано з нерівностями на Землі і турбулентністю частинок повітря. Напрямок вітру ніколи не збігається з баричним градієнтом. Під впливом обертання Землі він, як і всі рухомі тіла, відхиляється у Північній півкулі праворуч, у Південній – ліворуч.

Напрямок вітру визначається тією стороною, з якої він дує. Для більш точного визначення напрямку вітру сторони горизонту поділені на 16 румбів, а для ще більш точного користуються *азимутом* – величиною кута між напрямком вітру і північним напрямком.

Для визначення напрямку і сили вітру використовують *флюгер* (гол. *vleugel* – крило) і *анемометр*.

Сила вітру вимірюється у балах від 0 (штиль – дим піднімається перпендикулярно) до 12 балів – ураган. Вітер зі швидкістю 30 і більше м/с опустошує все довкола. На сьогодні метеорологи користуються 17 бальною шкалою для визначення сили вітру:

13 балів – швидкість вітру 134 – 149 км/год.;

14 балів – швидкість вітру 150 – 166 км/год.;

15 балів – швидкість вітру 167 – 183 км/год.;

16 балів – швидкість вітру 184 – 200 км/год.;

17 балів – >200 км/год.

Переважаючий напрямок вітрів за певний період часу – місяць, сезон, рік називається *роза вітрів*.

Вітри надто різноманітні за своїм походженням, характером і значенням. Існують такі основні типи вітрів – *бризи, мусони, пасати, фени, суховії*.

Бризи – періодичні вітри (до 30 – 40 км) узбереж тропічних і помірних широт. **Бризи** – вітри з добовим періодом, які дмуть по берегах морів і великих озер. Денний бриз дме з моря (озера) на нагріте узбережжя, нічний – з охолодженого узбережжя на море (озеро). Вертикальна потужність бризового шару – декілька сот метрів, його розміщення вглиб берегової лінії – кілометри і десятки кілометрів. Бризи добре помітні у стійку літню погоду (в антициклонах). Вони спостерігаються на берегах Білого, Чорного, Азовського, Каспійського морів, Ладозького, **Онезького озер, Севана, Іссик-Кулю** та ін. Особливо яскраво бризи виявляються у тропіках.

Мусони – аналогічні бризам, але змінюють свій напрямок залежно від змін пори року. Вони охоплюють значні території, але мають невелику вертикальну потужність. Мусони, у свою чергу, поділяються на *тропічні* і *позатропічні*. *Тропічні мусони* виникають через термічну, а отже і баричну різницю Північної і Південної півкуль. У січні, коли на Північній півкулі зима, більш холодні і щільні маси спрямовані у Південну півкулю, а у червні навпаки. **Мусони** – це сезонні вітри, які взимку збігаються з постійними вітрами – пасатами. Зона дії тропічних мусонів розташована між 20° пн. ш. 15° пд. ш. Тропічні мусони найбільш виражені у басейні Індійського океану, включаючи південь Азії, центральні райони Африки, північ Австралії. Літній тропічний мусон, як правило, океанічний, супроводжується значними опадами; зимовий континентальний створює малохмарну, суху погоду. Літній тропічний

мусон на півдні Азії має переважно південно-західний напрям, зимовий – північно-східний.

Позатропічні мусони утворюються з виникненням великого термічного контрасту між сушею і морем – взимку вітер дує з суші на море, а влітку – навпаки. Ці вітри характерні для Східної і Південно-Східної Азії, Аляски, частково для узбережжя Північно-Льодовитого океану. Біля берегів Західної Європи мусони не виражені, зв'язку з перевагою тут південно-західних і західних вітрів, зумовлених загальною циркуляцією атмосфери і відсутністю великої різниці між температурою повітря над сушею і морем.

Пасати – це постійні вітри, які дмуть з ділянок високого тиску у напрямі екватора. Повітря, нагріте над екватором, піднімається і рухається до полюсів. Та, оскільки земна куля обертається на повітряну течію починає діяти сила обертання Землі. Чим далі від екватора, тим відхиляюча сила обертання Землі стає більшою, і повітря починає рухатись у Північній півкулі не на північ, а на північний схід. І коло 30° північної і південної широти повітря у верхній частині тропосфери вже йде з заходу на схід.

Скупчення повітря у верхніх шарах тропосфери на 30° північної і південної широти та його опускання приводять тут до зростання атмосферного тиску біля поверхні Землі та утворення величезних антициклонів. На південь від смуги найвищого тиску, тобто на південь від 30° широти у Північній півкулі, повітря переміщується в південному напрямі, тобто до екватора, де атмосферний тиск нижчий. У Південній півкулі також виникають аналогічні течії повітря у нижніх шарах атмосфери від пояса високого тиску (30° пд. ш.) у бік екватора і до помірних широт. Під дією відхиляючої сили обертання Землі пасати дмуть не точно з півночі на південь, а з північного сходу на південний захід у Північній півкулі і з південного сходу на північний захід у Південній півкулі.

Отже, *пасати* – це постійні вітри біля поверхні Землі від 30° північної і південної широти у напрямі до екватора.

Вітри у верхніх шарах атмосфери від екватора до 30° північної і південної широти називаються *антипасатами*. Пасати і антипасати утворюють повітряне колесо, по якому підтримується безперервний колообіг повітря між екватором і тропіками.

Фен – гірський вітер, що дує зверху вниз по схилах. Виникає фен тоді, коли між двома протилежними схилами хребтів є різний тиск атмосфери. Фени завжди сухі, бо падають вниз і з кожними 100 м нагріваються на 1 °С, тобто вдвічі більше, ніж охолоджуються при підйомі.

Бора або *норд ост* утворюється в тих випадках, коли на шляху холодних мас повітря трапляються гори, які подібно до греблі упружнюють ті маси і нагромаджене холодне повітря з великою силою перевалюється через понижену частину хребта, приносячи з собою низьку температуру. Бора спостерігається у різних місцях земної кулі і має свої місцеві назви. На півдні Франції – *містраль*, на Байкалі – *сарма*, у Північній Америці – *чинук*, в Іспанії – *гальєго* і т.д.

Суховії – сухі і гарячі вітри, які виникають час від часу влітку на півдні і південному-сході України. Їх швидкість іноді сягає 20 км/год. при температурі повітря до 40 °С. При цьому різко падає відносна вологість повітря до – 10 %. Рослини при цьому втрачають вологу і можуть навіть загинути, у зернових проявляється “запал” зерна.

Енергію вітру використовують при парусному мореплаванні, для приведення у рух вітроподвигунів і вироблення електроенергії. Адже, запаси енергії вітру (блакитне вугілля) у 5 тис. разів більші від запасів кам'яного вугілля, що використовується в Україні протягом року.

11.6. Повітряні маси і фронти

Залежно від формування і властивостей повітря розрізняють 4 основних типи повітряних мас: *арктичні* (антарктичні), *маси помірних широт*, *тропічні* і *екваторіальні*.

Арктичні або антарктичні повітряні маси формуються над снігами і льодовиками полярних країн. У час полярної ночі вони вихолоджуються, висушуються і стають дуже прозорі. При надходженні у помірні широти таке повітря викликає різке похолодання, навесні – приморозки.

Арктичне повітря, якщо воно надходить у Європу через Баренцеве і Карське моря називається **континентальним**, з боку Гренландії і Шпіцбергена – *морським*. Морське арктичне повітря проходячи над Норвезьким і Північним морями нагрівається, тому воно тепліше за континентальне і спричиняє нестійку погоду. При континентальному арктичному повітрі настає стійка ясна погода з тріскучими морозами.

Повітряні маси помірних широт (бореальні) формуються з арктичного і частково тропічного повітря. Вони теж бувають континентальними і морськими.

Континентальні повітряні маси помірних широт формуються над сушею, тому мають мало вологи. З ними пов'язані гарячі температури влітку і низькі взимку. Морські повітряні маси формуються у помірних широтах над океаном, при надходженні на сушу взимку вони викликають відлиги, а влітку – похолодання.

Тропічні маси утворюються переважно за рахунок антипасатів у зонах субтропічних максимумів, де переважають низхідні потоки повітря. Вони також діляться на морські і континентальні.

Морські тропічні маси зароджуються над океаном. Вони багаті на вологу і надходять у Європу з боку Азорського максимуму.

Континентальні тропічні маси утворюються над сушею. При цьому низхідні маси повітря нагріваються від розпеченої земної поверхні. Таке повітря характеризується високою температурою, сухістю, запиленістю і низькою прозорістю. Надходять континентальні повітряні маси з боку Північної Африки і Середньої Азії.

Екваторіальні маси повітря формуються у приекваторіальній зоні зниженого тиску, над океанами або екваторіальними вологими лісами. Це

повітря завжди тепле і вологе. Воно поповнюється пасатами і мусонами. За межі тропіків воно не поширюється.

Межі або поверхні розділу між різними масами повітря, що мають різні фізичні властивості називаються **повітряні фронти**, а лінії перетину повітряних фронтів з Землею називають **лініями фронтів**. Поблизу екватора утворюється **тропічний фронт** між пасатами обох півкуль, що мають різні температури повітря; у високих широтах Північної півкулі два фронти: **помірний** – на 40 – 50-й паралелях між тропічною і помірною повітряними масами та **арктичний фронт** на 70 – 75-й паралелях між помірною і арктичною масою повітря. Арктичний і помірний фронти піддаються значним коливанням: часто у вигляді потужних язиків, вони пересуваються далеко на південь або відступають на північ.

Фронти бувають **теплі** і **холодні**. **Теплим** називається фронт, коли тепле повітря напливає на холодне, а **холодним**, коли холодне повітря підпливає під тепле і рухаючись уперед відтісняє його. Тепле повітря при цьому піднімається вгору, охолоджується, що призводить до конденсації водяної пари, утворення хмар і випадання опадів у вигляді дощу чи снігу. Ширина зони опадів складає у середньому 300 – 400 км, а хмарної зони 600 – 900 км. З наближенням фронту, особливо холодного, виникає поривчастий вітер, іноді шквал, при цьому змінюється температура і тиск.

Загальна циркуляція атмосфери – це система повітряних течій в атмосфері, внаслідок якої здійснюється обмін великих мас повітря у горизонтальному і вертикальному напрямках. Вона відіграє виключно важливу роль у тепло- і вологообміні, у формуванні погоди і клімату. Причинами циркуляції атмосфери є нерівномірне нагрівання земної поверхні сонячними променями, що створює різницю тиску і породжує рух повітря.

При переміщенні повітряних мас з місць підвищеного тиску у місця низького тиску на них діють сили Коріоліса, тому у Північній півкулі повітряні маси відхиляються праворуч, а у Південній – ліворуч.

У помірних широтах панівним є західний перенос повітряних мас, проте він часто ускладнюється діями циклону і антициклону.

Циклон – це крупномасштабні атмосферні завихрення, пов’язані з зниженням тиску. Циклони зароджуються у тих районах, де на незначній віддалі спостерігаються значні перепади температур повітря. Такими районами є Ісландський і Алеутський баричні мінімуми. Виникнення циклону пов’язане зі взаємодією різних типів повітряних мас на фронтах, перш за все повітря помірнього, з одного боку, арктичного і тропічного – з іншого. Лінії фронтів не є прямолінійні. Розподіл тиску вздовж фронтів викликає хвильові збудження. Холодна маса, яка переважно розміщена північніше теплої, язиками надходить на південь, а тепла – аналогічно на північ. Такі хвильові збудження можуть призводити до виникнення замкнених баричних систем зі зниженим тиском у центрі. Ізобари у циклоні замкнуті із спрямованим до центру баричним градієнтом. При цьому вітри дують до центру із завихренням під дією сили Коріоліса у Північній півкулі проти годинникової стрілки, а у Південній – за годинниковою стрілкою.

Діаметр циклонів – 1000 – 3000 км, а швидкість переміщення – 30 – 45 км/год. Для циклонів характерним є те, що при їх зародженні тепле повітря надходить на холодне, витісняється останнім і, піднімаючись уверх, охолоджується, на певній висоті відбувається процес конденсації вологи, утворюються хмари, з яких випадають опади. У різних частинах циклону в один і той самий час напрямок вітру і характер погоди будуть різні. По мірі руху циклону погода змінюється – ясна погода холодної повітряної маси поступається негоді теплового фронту, випадають тривалі затяжні дощі. За ними настає мжичка, яка змінюється проясненням з наближенням холодного фронту, який супроводжується часто грозами і короткочасними зливами, після яких знову відновлюється ясна погода у холодній масі. Тримається циклон 6 – 7 днів і згасає тоді, коли відносно холодна маса витіснить теплу вверх і не заволодіє її простором.

З циклонами пов'язане виникнення бур. Якщо тиск у центрі циклону дуже низький порівняно з його окраїнами, то виникає велика різниця тиску, яка спричиняє штормові вітри. Штормові циклони (до 12 балів) у середніх широтах бувають рідко – один раз за 8 – 10 років. Якщо циклонічні бурі проходять над пустелями, вони піднімають у повітря і переносять на величезні відстані багато піщаного пилу.

Циклони тропічних регіонів зароджуються між 6° і 20° північної і південної широт. Найчастіше вони виникають у Карибському морі і у Мексиканській затоці і називаються *Антильськими ураганами*, а у Бенгальській затоці, в Аравійському, Південно-Китайському та Японському морях тропічні циклони називаються *тайфунами*. Тропічні циклони найбільше лютують на берегах островів або континентів, над якими вони проносяться вільно, не зустрічаючи ніяких перепон. У центрі тропічного циклону завжди буває зона затишшя. Прояснюється небо, світить сонце, вітер стихає.

Антициклони – область підвищеного атмосферного тиску у центрі з баричним градієнтом, спрямованим від центру до периферії. Живлення антициклону відбувається за рахунок опускання повітряних мас. При цьому відбувається їх нагрівання, повітря відсувається від точки роси, тому в антициклоні переважає ясна і суха погода – тепла влітку і холодна взимку.

Поперечники антициклонів становлять тисячі кілометрів. Ізобарична поверхня в антициклонах прогнута вгору. Вітри в антициклонах у Північній півкулі оточують центр за годинниковою стрілкою, у Південній – проти годинникової стрілки; при цьому у шарі тертя вони мають складові від центру до периферії. В антициклонах переважають низхідні рухи повітря, які спричиняють малохмарну суху погоду. Антициклони особливо часто розвиваються у субтропічних широтах і над Антарктидою, а зимою також над материками у помірних широтах. Швидкість поступового руху антициклону (переважно із заходу на схід) – 30 – 40 км/год., але часто антициклони надовго стабілізуються у тому або іншому районі, зокрема над материками.

Антициклони у теплому повітрі є високими антициклонами, у холодному – низькими.

В атмосфері весь час є циклони та антициклони. Одні циклони зароджуються, інші зникають. Разом з тим усі циклони й антициклони постійно перебувають у русі. Циклони, як правило, рухаються з більшою швидкістю, ніж антициклони.

Циклони й антициклони у помірних і високих широтах обох півкуль здебільшого рухаються з заходу на схід. Але антициклони часто переміщуються і з півночі на південь (у Північній півкулі).

На земній кулі є райони, в яких звичайно зароджуються і частіше спостерігаються циклони, ніж антициклони. Такими районами, наприклад, є північна частина Атлантичного океану, північна частина Тихого океану, помірні широти у Південній півкулі. В інших широтах земної кулі, наприклад, у районах Азорських островів в Атлантичному океані, у районі Гавайських островів на Тихому океану і в ряді інших районів спостерігаються переважно антициклони. Усі ці особливості руху та розміщення циклонів і антициклонів зумовлені загальною циркуляцією атмосфери.

11.7. Погода і клімат

Погода – сукупність атмосферних явищ на певній місцевості у певний відтинок часу. Закономірність зміни погоди – це **режим погоди**. Погода характеризується наступними метеорологічними елементами: сонячна радіація, тривалість сонячного сяяння у годинах, температура повітря і поверхні ґрунту, вологість повітря, атмосферний тиск, вітер, хмарність, опади (кількість опадів, кількість днів з опадами, види опадів, час випадання), сніговий покрив, горизонтальна видимість, наземні опади та інші атмосферні явища (іній, паморозь, ожеледиця, гроза, тумани, полярні саява, веселка, кола й вінці навколо Сонця і Місяця). Для комплексного і синоптичного методів, кліматологічних досліджень на основі взаємозв'язку між метеоелементами

виділяють три групи погоди: А – класи без морозних погод; Б – класи безперехідних погод; В – класи морозних погод.

Безморозні погоди, які характеризуються повною відсутністю від’ємних температур, відповідають умовам позитивного радіаційного балансу (іноді нейтрального). Серед безморозних погод розрізняють 8 класів:

- 1 – засушлива сухувійна погода ($t > 22\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість нижче 40 %);
- 2 – сонячна жарка, помірно-засушлива погода ($t > 22\text{ }^{\circ}\text{C}$, відносна вологість 40 – 60 %);
- 3 – малохмарна, тепла, помірно-волога, без опадів;
- 4 – хмарна вдень, тепла волога погода, без опадів або з опадами;
- 5 – хмарна вночі, сонячна вдень, тепла, волога погода, також без опадів або з опадами;
- 6 – хмарна вдень і вночі, без істотних опадів, тепла або прохолодна;
- 7 – похмура вдень і вночі, з опадами – дощова погода;
- 8 – волога тропічна погода з температурою вище за $22\text{ }^{\circ}\text{C}$ і відотною вологістю понад 80 %.

Погоди з переходом через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Якщо середньодобова температура позитивна, то мінімальна від’ємна, якщо середньодобова від’ємна, то максимальна – позитивна. Характерна для перехідних сезонів. Має 2 класи: *хмарна вдень і ясна вдень*. Погоди з переходом протягом доби температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ бувають: хмарна вдень, з вітром або без вітру, з опадами або без опадів, погода 9 класу; ясна вдень, без опадів, погода 10 класу.

До групи *морозних погод* належать класи:

- 11 – слабо і помірно морозна з температурами від 0 до $-12,4\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- 12 – значно морозна з температурами від $-12,5$ до $-22,4\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- 13 – сильно морозна (від $-22,5$ до $-32,4\text{ }^{\circ}\text{C}$);
- 14 – жорстоко морозна (від $-32,5$ до $-42,4\text{ }^{\circ}\text{C}$);
- 15 – крайньо морозна з температурами нижче $-42,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Крім наведеної класифікації погод за елементами є генетична класифікація. Залежно від циркуляційних процесів виділяють наступні генетичні типи погод:

внутрішньомасові – залежать від конвекції, інверсії температури, підстиляючої поверхні;

фронтальні – пов'язані з підняттям повітря на атмосферних фронтах, утворенням хмар, опадів, вітрів; циклонічні й антициклонічні погоди. Наприклад, 1 – 3, а також 13 – 15 класи погоди пов'язані з стійкими антициклонами, 6 і 7 класи – це фронтальні погоди, 8 клас – внутрішньомасова. Оскільки, циклони залежать від атмосферних фронтів, то фронтальна погода, як правило, буває циклонічною, а антициклонічна – здебільшого внутрішньомасовою (морозні погоди).

Погоду передбачає *служба погоди*, яка спирається на сітку метеорологічних станцій, що проводять спостереження в 1 і 7; 13 і 19 год. за місцевим часом. Дані зашифровують для скорочення спеціальним міжнародним кодом і передають телефоном у гідрометцентр України. За цими даними і фотографіями з космосу складають *синоптичні карти*, на них позначається рух циклонів, антициклонів, фронтів і різних повітряних мас. На основі синоптичних карт роблять короткотермінові прогнози.

Довготермінові прогнози базуються на тому, що погода у кожному районі земної кулі є результатом впливу центрів дії атмосфери, які є “кухнями” формування різних повітряних мас.

Для України такою “кухнею” погоди є Арктика. Тому, там працюють наші дрейфуючі метеостанції, вони спостерігають і передають метеорологічну обстановку. Довготермінові прогнози роблять на основі статистичного методу підбору. Виготовляють синоптичну карту і шукають ідентичні синоптичні карти минулих років і по цих картах прогнозують як буде розвиватись погода у перспективі.

Клімат – це багаторічний режим погоди, типовий для певного місця.

Кліматотворними факторами є теплообмін, вологообмін і циркуляція атмосфери. Поряд з кліматотворними існують і *географічні фактори*. До географічних факторів кліматоутворення належать:

- *географічна широта*, з якою пов'язаний кут нахилу сонячних променів до земної поверхні і звідси кількість сонячної радіації;
- *розподіл суші і моря* – цей фактор проявляється через різну теплоємність води і гірських порід, різну величину їх альbedo. Він формує баричні центри, здійснює циркуляцію повітря і тим самим розподіляє тепло на Землі;
- *океанічні течії* впливають на нагрівання (теплі) і охолодження (холодні) ділянок земної поверхні;
- *рельєф земної поверхні* впливає на перенос повітряних мас, полегшуючи його на рівнинах чи погіршуючи у горах.

Важливу роль у формуванні місцевого клімату відіграє *грунтово-рослинний покрив* (особливо велика роль лісу).

На земній кулі виділяють 13 кліматичних поясів.

1. *Клімат екваторіального поясу* характеризується вологим повітрям, низьким тиском, слабкими вітрами і високою температурою. Через незначну різницю висоти Сонця протягом року, середня температура повітря коливається у межах від +25 до +28 °С з високою вологістю – 70 – 90 %. Вологе нагріте повітря піднімається вгору, охолоджується, конденсується, на небі з'являються купчасті хмари, які до обіду огортають усе небо, після обіду випадають зливні дощі. Тут річна кількість опадів сягає 2000 мм, і навіть може сягати до 5000 мм. Такий клімат займає простори басейнів рік Конго і Амазонки, узбережжя Гвінейської затоки та Зондські острови.

2. *Клімат субекваторіальних поясів* розповсюджений на величезних просторах Бразилійського плоскогір'я (Південна Америка), у Центральній Африці (на північ і на південь від ріки Конго), в Азії (на півостровах Індостан та Індокитай), у Північній Австралії. Характерна особливість клімату цього поясу – зміна повітряних мас за сезонами: влітку – вся територія зайнята

екваторіальним повітрям; взимку – тропічним. Тому, тут виділяють два сезони: *вологий* (літній) і *сухий* (зимовий).

3. *Клімат тропічних поясів* формується в умовах підвищеного тиску і малої хмарності. Середня температура повітря найтеплішого місяця вища за $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в окремі дні сягає до $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$, на поверхні землі до $+80\text{ }^{\circ}\text{C}$. Через підвищений тиск і нисхідні течії повітря конденсації водяної пари не відбувається, і тому кількість опадів тут не перевищує 250 мм. Це викликало утворення величезних пустель у світі – Сахари, Калахарі, Західно-Австралійської, пустель Аравійського півострова.

4. *Клімат субтропічного поясу* займає територію приблизно між 25° і 40° широти в обох півкулях. Для нього характерним є зміна повітряних мас за сезонами: влітку вся територія поясу зайнята тропічним повітрям, узимку – помірним. До цього кліматичного поясу належить район Середземного моря в Європі, Каліфорнія у Північній Америці і північна частина Чилі у Південній Америці і т.д.

5. *Клімат помірних поясів* розташований між субтропіками і тундрою, між 40° північної і південної широт і полярними колами. У Південній півкулі переважає океанічний клімат, у Північній – виділяють три райони:

західний – де переважає морське повітря помірних широт. Воно містить багато вологи і забезпечує велику кількість опадів (500 – 1000 мм), розподіл їх протягом року рівномірний;

центральний – Україна, середня смуга Росії, північ Казахстану, південь Канади. Зима тут довга, морозна, сніговий покрив утримується 2 – 6 місяців. Літо коротке, тепле. Кількість опадів у напрямку на схід зменшується з 600 до 200 мм;

східний – північно-західний Китай і Далекий Схід; клімат мусонний: зима холодна – середня температура найхолоднішого місяця від -5 до $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Літо дощове.

6. *Субарктичний і субантарктичний клімат* поширений на північ у Північній півкулі і південь у Південній півкулі від помірного поясу. Для нього

характерна сезонність зміни повітряних мас: влітку повітря помірних широт, взимку – арктичних (антарктичних).

У Північній півкулі ця територія зайнята тундрою. Літо коротке, прохолодне з середньою температурою найтеплішого місяця від $+12^{\circ}\text{C}$ до 0°C , з невеликою кількістю опадів (200 мл).

У полярних поясах (арктичному і антарктичному) формуються холодні маси повітря в умовах високого тиску. Характерна ознака – наявність довгих полярних ночей і полярних днів. Хоча влітку весь час день, але сонячне проміння падає під малим кутом і не нагріває поверхні, через що тут вічна мерзлота.

Клімат відіграє дуже важливу роль у житті географічної оболонки. Під його впливом формується ґрунтовий рослинний покрив, тваринний світ. Він визначає природні умови життя людини і його господарську діяльність. Клімат визначає режим рік, озер, боліт, впливає на життя морів і океанів, а також на формування рельєфу. Адже від надходження сонячної енергії і кількості опадів, які є найважливішими складовими клімату, залежить інтенсивність усіх цих процесів.

На клімат України впливають *арктичні, помірні і тропічні повітряні маси*. *Арктичне повітря* формується над Арктикою. Воно холодне, сухе, чисте. Не зустрічаючи перешкод, воно проникає далеко на південь Східноєвропейської рівнини. Взимку арктичні маси приносять морозну суху та малохмарну погоду, навесні та восени – заморозки.

Помірні повітряні маси формуються у середніх широтах і дуже відрізняються своїми властивостями від арктичних. На терени України вони приходять здебільшого з Атлантики у вигляді західних вітрів. Морське помірне повітря з Атлантичного океану, просуваючись на схід, поступово віддає свою вологу. Влітку воно зменшує спеку, особливо на заході України, підвищує вологість повітря і приносить опади, а взимку пом'якшує морози, викликає снігопади і відлиги.

Континентальне помірне повітря надходить в Україну переважно з внутрішніх районів Євразії і надає клімату сухості. Взимку встановлюється ясна і морозна погода, а влітку – суха, ясна і спекотна.

На клімат нашої країни впливають і тропічні повітряні маси, морські – з боку Середземного моря, континентальні – з внутрішніх районів Євразійського континенту. Вони завжди теплі, мають високу температуру. Сформувавшись над субтропічними районами Атлантики і прийшовши на терени України, морське тропічне повітря переважно зумовлює влітку теплу похмуру погоду із затяжними дощами, а взимку – різке потепління.

Континентальне тропічне повітря з внутрішніх районів Азії бідне на вологу, але містить багато пилу. Воно спричиняє спекотну і суху погоду, а інколи посухи та суховії.

Антициклони і циклони переміщуються на територію здебільшого з заходу на схід. Це зумовлено західним перенесенням повітря у помірних широтах, в яких розміщена територія України. Тривалість “життя” циклону від 1 – 2 до 5 – 7 діб, антициклону – до кількох тижнів. Тому, для України пересічна річна кількість днів з циклонами (130) менша, ніж з антициклонами (235), хоч за рік над територією нашої країни проходить понад 45 циклонів і 35 антициклонів. Найчастіше циклони спостерігаються з листопада до березня, найрідше – наприкінці весни.

Формуються циклони і антициклони переважно в одних і тих районах земної кулі. Циклони, що надходять на територію України, зароджуються протягом року північніше Ісландії (Ісландський мінімум). Антициклони пов’язані у більшості випадків з діяльністю Азорського максимуму. Влітку антициклони інколи заходять у межі України з Арктичного, а взимку з Азіатського максимумів. Вони, на відміну від перших центрів дії атмосфери, мають сезонний характер.

Створення під впливом місцевих факторів особливих кліматичних умов називається *мікрокліматом*. Значний вплив на мікроклімат мають *рельєф* і *експозиція схилів*. Улітку у низинах температура вища, ніж на височинах,

узимку – нижча. Найбільше тепла одержують південні схили. Значно впливає на мікроклімат і рослинність, особливо ліс.

На зміну мікроклімату впливає людина. Розорювання земель, вирубування чи насаджування лісів, будівництво ставів і водосховищ призводять до зміни підстилаючої поверхні, а звідси до змін у радіаційному балансі. Будівництво великих промислових підприємств і міст також змінюють мікроклімат цієї місцевості. Тому, головне завдання полягає у тому, щоб зміна мікроклімату не призводила до негативних наслідків.

11.8. Охорона атмосфери

Атмосфера відіграє важливу роль у житті людини. Якщо без їжі людина може прожити протягом місяця, без води декілька днів, то без повітря не більше 1 – 2 хв. Тому, повітряну оболонку необхідно берегти від забруднення. Повітряна оболонка містить у собі значну кількість небажаних домішок. Найчистішою є атмосфера над океанською поверхнею, високо у горах, найзабрудненішою біля джерел природного чи антропогенного походження.

За походженням забруднення атмосфери поділяють на *природне* і *штучне*; за хімічним дисперсним складом – на *газове* і *аерозольне*; за дією на організм, навколишнє середовище і матеріальні цінності – на *позитивне* і *негативне*.

Природне забруднення атмосфери. До природних джерел атмосферного забруднення відносять пилові бурі, виверження вулканів, космічний пил і т. і. Продукти природного забруднення атмосфери на 3/4 складені із неорганічних речовин. Це продукти вивітрювання гірських порід, частинки ґрунтів, попіл, сіль і т.д.

В атмосфері Землі присутні різноманітні органічні домішки, які є продуктами життєдіяльності організмів. Це вуглеводні, спирти, органічні кислоти, ефіри, альдегіди. Фітогенні хімічно-активні газоподібні продукти виділення отримали назву **атмовітамінів**. Вони використовуються багатьма

організмами для життєвих потреб. Органічні речовини, які згубно діють на бактерії, мікроорганізми, гриби отримали назву *фітонциди*.

Щорічне поступлення в атмосферу морських солей оцінюється від 0,700 до 1,5 млрд. т, винесення ґрунтового пилу – 7 – 700 млн. т. Утворення аерозолей внаслідок лісових пожеж – 35 – 360 млн. т. Сумарно від усіх джерел в атмосферу поступає до 2,3 млрд. т аерозолей природного походження.

Штучне забруднення атмосфери є результатом діяльності промислових підприємств, транспортних засобів, утилізації побутових відходів. Атмосферні забруднювачі поділяють на *первинні*, які безпосередньо поступають в атмосферу і *вторинні*, які є продуктом перетворення первинних. Так, сірчистий газ окислюється до сірчаного ангідриду, який при взаємодії з водяною парою утворює сірчану кислоту. Подібним чином у результаті хімічних, фотохімічних, фізико-хімічних реакцій між забруднюючими речовинами і компонентами атмосфери утворюються вторинні забруднювачі.

Основними джерелами штучного забруднення атмосфери є промислові підприємства, транспортні засоби, підприємства комунального сектора, сільського господарства.

Серед галузей промисловості головними джерелами атмосферних забруднень виступають: електроенергетика (27 %), металургія (26 %), будівельна індустрія (13 %). Підприємства теплоенергетики, металургійних і хімічних галузей, котельні установки споживають щороку близько 70 % твердого і рідкого палива, яке видобувається. У результаті їх діяльності в атмосферу виділяються наступні газові викиди:

вуглекислий газ (CO_2) – продукти згорання палива, яких щорічно потрапляє в атмосферу понад 2 млрд. т. Нешкідливий для людського організму, використовується у побуті, господарських цілях. Особливу небезпеку створює вуглекислий газ, затримуючи теплове випромінювання у приземному шарі атмосфери. Ця властивість вуглекислоти в атмосфері отримала назву *парникового* або *оранжерейного ефекту*;

чадний газ (CO) – продукт неповного згорання палива. Газ без запаху, кольору, смаку. При значних концентраціях у закритих приміщеннях вступає у реакцію з гемоглобіном крові, витісняючи кисень, і може призвести до кисневого голодування організму, його загибелі. У повітря потрапляє з автомобільними викидами (60 %), викидами промислових підприємств, при спалюванні твердих відходів, при лісових пожежах. Щороку його поступає в атмосферу близько 250 млн. т. Значна частина його поглинається ґрунтовими мікроорганізмами;

сірчистий газ (SO₂) виділяється при спалюванні вугілля, переробці сірчистих руд, горінні органічних решток і т.д. Обсяги річних викидів в атмосферу складають близько 200 млн. т. Окислення сірчаного ангідриду відбувається при фотохімічних і каталітичних реакціях. Формується аерозоль або розчин у дощовій воді, який підкислює ґрунти, водойми, прискорює корозію металів, загострює захворювання дихальних шляхів людини;

оксиди азоту (N₂O, NO₂, NO) утворюються при згоранні палива, виробництві добрив, кислот, віскозного шовку, целулоїду. Щороку в атмосферу від індустріальних джерел поступає близько 20 млн. т азотистих сполук;

сполуки хлору поступають в атмосферу від підприємств хімічної промисловості, виробництва пестицидів, органічних барвників, гідролізного спирту, соди, соляної кислоти. Токсичність хлору для рослин і тварин визначається його концентрацією і формуванням відповідних сполук;

сполуки фтору виділяються в атмосферу підприємствами по виробництву алюмінію, сталі, емалей, скла, кераміки, фосфоритних добрив. Сполуки фтору характеризуються особливо сильним токсичним ефектом. Надмірна концентрація фтористих сполук у кормах викликає хронічну інтоксикацію тварин, яку називають *флуороозом*. Дуже чутливими до сполук фтору є комахи.

Важливим джерелом атмосферних забруднень є транспортні засоби всіх видів. Середньостатистичний автомобіль за рік пробігу забирає з атмосфери 4,35 т кисню, викидаючи 3,25 т вуглекислого газу, 0,53 кг оксиду вуглецю,

0,093 т вуглеводнів, 0,027 т оксидів азоту. Напочатку XXI століття у світі нараховувалось більше 1 млрд. автомобілів.

Автомобільні викиди – це суміш близько 200 речовин, серед яких альдегіди з різким запахом і сильною подразливою дією, канцерогенні речовини, які можуть викликати ракові захворювання та інші.

Основними джерелами забруднення повітряного простору над сільськими районами є тваринницькі і птахокомплекси, агрохімічні склади, сховища протравленого насіння, поля з внесеними на них отрутохімікатами і мінеральними добривами.

Розподіл газоподібних забруднень є нерівномірним над різними регіонами земної кулі. За оцінками спеціалістів над акваторією світового океану – 0,1 %; над сільською місцевістю – 1 %, над містами 19,9 %, і 86 % над крупними промисловими районами сумарної їх кількості в атмосфері.

До атмосферних забруднень відносять: *аерозольне, шумове, електромагнітне, радіаційне забруднення.*

Аерозольне забруднення. Аерозолі – це тверді чи рідкі мікроскопічні частини, що знаходяться у завислому стані в атмосфері. Тверді компоненти аерозолей техногенного походження – це продукти діяльності теплових електростанцій, збагачувальних фабрик, металургійних, магнезитових, цементних, сажових заводів. Промислові відвали також є постійним джерелом аерозольного забруднення. Вони відрізняються великою різноманітністю хімічного складу. Розрізняють *пасивні* та *активні* аерозолі залежно від їх дії на організм людини. *Пасивні аерозолі* акумулюються на стінках органів дихання і можуть викликати ряд захворювань при певних концентраціях. *Активні аерозолі* залучаються до процесу кровообігу і є більш небезпечними для людського організму, тому що можуть викликати різноманітні захворювання, потрапляючи у клітини організму людини.

За певних погодних умов у приземних шарах атмосфери відбуваються особливо значні скупчення газоподібних і аерозольних домішок, які отримали назву **смогів**.

Розрізняють *туманний* та *фотохімічні* смоги.

Туманний смог (лондонського типу) формується у приокеанічних кліматичних областях, коли наявні тумани затримують у собі газові та аерозольні викиди, утворюючи високу концентрацію забруднювачів як первинного, так і вторинного походження.

Фотохімічний смог (лос-анджелеського типу) формується у тропічних областях посушливого клімату з частою сонячною антициклональною погодою. У результаті фотохімічних реакцій утворюються багатокomпонентні суміші газів і аерозольних частинок первинного і вторинного походження (озон, оксиди азоту, сірки, органічні перекиси) – *фотооксидантів*.

Смоги вкрай небезпечні за своєю фізіологічною дією для органів дихання, кровоносної системи.

До специфічних атмосферних забруднень належить *радіаційне* – радіоактивними аерозолями, які поступають в атмосферу з ядерними вибухами, аваріями на об'єктах атомної енергетики, утилізації і переробки відпрацьованого ядерного палива, військових конфліктах і т.д.

Продукти радіоактивного забруднення залежно від часу з моменту викиду до моменту осідання поділяють на три типи:

1. *Ближні* або *локальні* випадання відносно більших радіоактивних частин під дією сили тяжіння протягом 1 – 2 діб. Вважають, що при наземних ядерних вибухах на локальні припадає до 80 % радіоактивності.

2. *Проміжні* або *тропосферні* випадання представлені дрібними аерозольними частинками, які формуються на висотах 11 – 16 км. На них припадає до 5 % радіоактивності.

3. *Глобальні* або *стратосферні* випадання найдрібніших радіоактивних частинок потрапляють у стратосферу на висоту до 30 км. До 70 % їх випадає з дощами.

У подальшому атмосферна радіація поступає у ґрунти, водні розчини, живі організми.

Радіоактивні забруднення викликають ракові захворювання та захворювання генетичного апарату людини.

Шумове забруднення атмосфери – одна з форм хвильового, фізичного забруднення, адаптація організму до нього є неможливою. Інтенсивність шумового забруднення (тиску) вимірюється у децибелах (дБ). Шуми інтенсивністю 30 – 80 дБ не наносять шкоди людському організму. Водночас шуми інтенсивністю 85 дБ і більше призводять до фізіологічних і психологічних негативних наслідків на нервову систему, сон, емоції, працездатність.

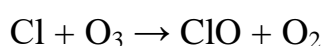
Особливою шумопоглинаючою здатністю наділені рослини. Насадження клена, тополі, липи поглинають від 10 до 20 дБ звукових сигналів. Густа жива загорожа здатна зменшити шум автотраси у 10 разів.

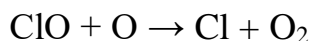
Електромагнітне забруднення особливо відчутне в умовах міських поселень, де рівень електромагнітних полів у сотні разів перевищує рівень природних полів. Напруга електромагнітних полів (ЕМП) в 1000 в/м викликає несприятливий вплив ЕМП на людський організм, який проявляється у порушенні нервової системи, ендокринного апарату, обмінних процесів.

Динамічна рівновага атмосфери у системі взаємопов'язаних і взаємообумовлених складових Землі порушується господарською діяльністю людей. І для атмосфери сьогодні характерний ряд проблем, вирішення яких потребує планетарних цілеспрямованих програм і рішень.

Проблема *стратосферного озону* полягає у тому, що починаючи з 70-х років наукова громадськість почала розуміти реальність загрози руйнування озонового шару, найбільша концентрація якого зосереджена на висоті 20 – 24 км.

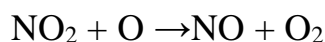
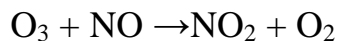
Основну руйнівну силу для молекул озону складають сполуки хлору, найбільш поширені з яких хлорфторвуглеводні (фреони). Ці сполуки є дуже стійкими і у формі аерозолей можуть перебувати у завислому стані декілька десятків років.





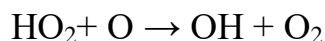
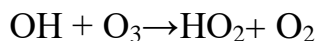
Атом хлору і молекула ClO є каталізаторами, а гинуть при цьому атоми O і молекули O₃. При цьому швидкість розпаду озону на одну молекулу Cl або ClO є досить високою.

Озон руйнується і у результаті фотохімічних реакцій:



Оксиди азоту (продукти викиду авіації) є каталізаторами процесів, а молекула O₃ і атом O при цьому зникають.

Руйнування озону можливе також при протіканні каталітичних реакцій за участю водню:



При цьому знову ж таки руйнуються молекула O₃ і атом O.

Реальність загрози руйнації озонового екрану привела до появи з кінця 70-х років ряду міжнародних проектів і організацій. У 1977 році створено спеціальний координаційний комітет ЮНЕП з озонового шару. У 1986 році проведена I міжнародна конференція з питань впливу озону на здоров'я людей. У 1997 році прийнятий Монреальський протокол, згідно якого до 1998 року використання хлорфторвуглеводнів повинно зменшитись у два рази.

До проблем, які пов'язані з глобальними змінами атмосферних процесів, чи її складників необхідно віднести:

- проблему порушення газового балансу атмосфери і тісно пов'язану з нею проблему порушення теплового балансу Землі;
- проблему росту погодних аномалій та інші.

Їх виникнення пов'язують з надмірною антропогенізацією глобальних природних процесів і порушення господарською діяльністю рівноваги між основними компонентами нашої планети.

Серед системи заходів, спрямованих на запобігання атмосферних забруднень, виділяють декілька основних груп:

– до *першої групи* відносять заходи, спрямовані на скорочення валових викидів забруднювачів в атмосферу. Це заходи технічного, економічного і юридичного характеру: вдосконалення технологічних процесів промислових підприємств; орієнтація на екологічно-безпечні джерела виробництва електроенергії (вітрові-, геліо-, припливні-, гідроелектростанції); покращення карбюрації палива, перехід транспортних засобів на екологічно-безпечні види палива.

Для захисту атмосферного повітря від забруднень автотранспортом велике значення мають заходи по плануванню та розбудові міських поселень. Зокрема озеленення автомагістралей, зонування жилих масивів, створення різнорівневих транспортних розв'язок, кільцевих доріг, використання підземного простору для розміщення автостоянок, гаражів, створення швидкісних автомагістралей, санітарно-захисних зон.

До заходів економічного характеру спрямованих на скорочення викидів в атмосферу належать: встановлення економічних санкцій (плата за надмірні викиди, штрафи за заподіяння шкоди навколишньому середовищу); формування екологічних бірж, у рамках яких можна придбати чи продати право на додаткові викиди забруднюючих речовин в атмосферу; розробка заходів по стимулюванню впровадження нових технологічних процесів.

Групу заходів юридичного характеру представляють законодавчі акти про охорону та використання атмосферного повітря. До них належать міжнародна конвенція ООН про зміну клімату (1992 р.), а також ряд законодавчих актів державного рівня: закон України “Про атмосферне повітря” від 16.10.1992 р., Положення про порядок видачі дозволів на викиди забруднювачів в атмосферу (Постанова Кабінету Міністрів України від 29.05.1996 р.), Інструкція про порядок розробки, встановлення, перегляду та доведення лімітів викидів забруднюючих речовин в атмосферне повітря (Наказ Мінекобезпеки України від 28.06.1996 р.) і т.д.;

– *другу групу* заходів складають ті, які направлені на зменшення концентрації забруднюючих речовин у границях промислових вузлів, центрів,

агломерацій. До них відносять заходи з планування розосередження, деконцентрації шкідливих виробництв по території;

– до *третьої групи* заходів по запобіганню атмосферним забрудненням належать екологоосвітні та екологовиховні. Формування складових екологічної культури населення дозволяє впорядкувати побутове забруднення повітряного середовища, з розумінням відноситись до запровадження повітроочисних заходів на робочих місцях в установах, організаціях і підприємствах.

Питання для самоконтролю

1. Що таке атмосфера і яка її роль у житті природи і людини?
2. З яких сфер складається атмосфера?
3. У якій із сфер найвища температура повітря?
4. У чому особливості будови і газового складу атмосфери?
5. Які важливі природні функції виконує атмосфера у глобальній системі Землі?
6. Назвіть основні джерела антропогенного забруднення атмосфери.
7. Поясніть процеси формування фотохімічного смогу.
8. Чим викликані глобальні проблеми атмосфери?
9. Поясніть процеси руйнування стратосферного озону.
10. При аналізі заходів запобігання атмосферних забруднень виділіть три групи: глобальні, регіональні, місцеві.

РОЗДІЛ 12. БІОСФЕРА

12.1. Поняття про біосферу

Біосфера (гр. *bios* – життя, *sphaira* – куля) – область поширення на Землі організмів та продуктів їх життєдіяльності. Вважається, що основоположником вчення про біосферу був відомий французький натураліст Ж.Б. Ла-Марк (1802), який вперше запропонував термін “біологія” для всіх живих організмів, що населяють Землю. Саме визначення біосфери як особливої оболонки Землі та її назва були запропоновані, дещо пізніше, відомим австрійським геологом Е. Зюссом (1875) у його праці з геології Альп. Цікаво, що у цій царині біологічної науки працювали також А. Гумбольдт, В. Докучаєв, Я. Моєшотті та інші дослідники. Однак, більш повно теоретичне вчення про біосферу розробив український вчений В.І. Вернадський – засновник у 1918 р. і перший президент Української Академії наук. За Вернадським “Біосфера являє собою оболонку життя – область існування живої речовини”. У численних своїх працях В.І. Вернадський виклав вчення про біосферу як особливу оболонку Землі, яка включає як область поширення живої речовини, так і саму речовину, в якій життєдіяльність організмів (у тому числі людини) проявляється як могутній геохімічний фактор планетарного масштабу і значення. Біосфера включає нижню частину атмосфери (7 км на полюсах і 18 – 20 км на екваторі), всю гідросферу (11 км) і літосферу (до глибини 4,5 – 6,0 км на суші та 0,5– 1 км під дном океану, у нафтогазоносних водах були знайдені мікроорганізми на глибині 4,5 – 6 км). Якщо включити у біосферу шари атмосфери, де спостерігається перенесення живих організмів, зачатків організмів, то межі по вертикалі будуть становити 25 – 40 км.

Об’єм біосфери – $10 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ (0,4 % об’єму Землі), маса біосфери $3 \cdot 10^{18} \text{ т}$ – близько 0,05 % маси Землі ($5,96 \cdot 10^{27} \text{ г}$). Компонентами біосфери є жива речовина, гірські породи, вода, повітря, сонячна радіація. Для біосфери є характерним те, що вона включає речовину у твердому, рідкому і

газоподібному стані, тобто вона трифазна. Основним джерелом всіх процесів, які у ній відбуваються є сонячна енергія. У зв'язку з цим для біосфери характерний постійний колообіг речовини та енергії, в якому найактивнішу роль відіграють живі організми.

У межах біосфери існують області, у межах яких активне життя неможливе. Так, у верхніх шарах тропосфери, а також в найбільш холодних і жарких районах земної кулі організми можуть існувати лише у стані спокою. Сукупність таких областей біосфери називають **парабіосферою**. Але і в інших областях біосфери, де організми можуть існувати в активному стані, життя розподілене нерівномірно. Неперервний шар живої речовини, як його назвав В.І. Вернадський, займає водну товщу, і вузькою смугою простягається на межі літосфери і тропосфери, де включає ґрунт з корінням рослин, грибами, мікроорганізмами і тваринами, а також включає приземну частину тропосфери, в якій розміщені частини рослин і переноситься основна маса пилку, спор, насіння. Цей шар В.Б. Сочава (1944) назвав **фітосферою**, а Е.М. Лавренко (1949) – **фітогеосферою**. Потужність фітогеосфери найбільша в океанічних областях, де вона досягає 11 км, на суші вона може досягати 100 – 150 м.

12.2. Загальні закономірності розподілу живих організмів

Все живе у біосфері утворює *живу речовину*. Сюди входить 0,5 млн. видів рослин і 1,5 млн. (за іншими даними 2 млн.) видів тварин, у тому числі хребетних 42 тис., членистоногих – 1 млн. видів.

У Світовому океані нині налічують 160 тис. видів тварин і рослин, найбільше молюсків (60 тис. видів), дещо менше – ракоподібних (20 тис. видів), ще менше – риб (16 тис. видів). Живі організми нашої планети мають свої індивідуальні ознаки і характеризуються різноманітністю форм і розмірів. Серед них зустрічаються як одно- так і багатоклітинні тварини і рослини великих і мікроскопічних розмірів.

Органічний світ суші у видовому відношенні більш різноманітний, ніж органічний світ водного середовища. Якщо кількість видів сухопутних тварин складає 93 %, то водних – лише 3 %. Для рослин характерне аналогічне співвідношення. Наземна флора налічує 92 % видів, а водна 8 %. Наведені цифри свідчать про те, що можливості для видоутворення на суші були більш сприятливі, ніж у водному середовищі.

Для порівняння кількості живих організмів використовують поняття “біомаса”, “продукція живих організмів” тощо. **Біомаса** (гр. *bios* – життя, *massa* – тісто) – загальна маса особин одного виду, груп або всього угруповання живих організмів на одиницю площі або об’єму. У середньому на 1 см² земної поверхні припадає 580 мг сухої органічної речовини. До складу цієї біомаси входить біомаса рослин, тварин, грибів, бактерій. У біосфері біомаса розподілена нерівномірно і змінюється від нуля (крига Антарктиди) до 60 кг/м² (тропічні ліси). Біомаса всієї біосфери – приблизно 1841 – 2440 млрд. т, що становить близько 0,00001 % маси земної кори. Жива речовина, якої так небагато у біосфері, постійно виникаючи і руйнуючись, перетворюючи сонячну енергію у хімічну, виконує величезну геохімічну роботу (газову, концентраційну, енергетичну, окислювально-відновну, деструктивну). **Біологічна продукція** – відтворення біомаси рослин, тварин, грибів і мікроорганізмів, які входять до складу екосистеми, за певний період часу. Найчастіше біопродукція виражається як маса сухої речовини за рік на одиницю площі або об’єму (води, ґрунту). Розрізняють *первинну* і *вторинну* біопродукцію.

Первинна або валова первинна продукція – це маса органічної речовини та енергії, яка утворюється у процесі фотосинтезу рослин. Валова продукція частково (до 50 %) витрачається на дихання самих рослин, решту становить *чиста первинна продукція*. Щорічно частину чистої продукції (7 – 10 % у наземних і до 40 % у морських екосистемах) поїдають гетеротрофи – рослиноїдні тварини та паразити рослин, частина використовується *мінералізаторами* (редуцентами), частина іде на приріст біомаси. Величина

чистої первинної біопродукції біосфери оцінюється авторами по-різному: від 50 млрд. т сухої органічної речовини за рік. Причому, 2/3 її виробляється на суші, 1/3 – в океані. Майже 70 % чистої продукції утворюється у лісах Землі. Проте, людина інтенсивно знищує ліси: 20 га за хвилину; 15 млн. га щороку вирубується. Це у 18 разів більше ніж приріст лісів за той самий час.

Розподіляється чиста первинна продукція на Землі дуже нерівномірно і змінюється від 0 до 45 кг/м² у рік: у тундрі – 0,1 – 3,0 (в середньому – 0,6), у степах – 0,2 – 5,0 (1,6), напівпустинях – 0,10 – 4,0 (0,7) кг/м² у рік. Велика маса чистої первинної продукції спостерігається у певних районах Землі. На континентах – у тропіках, в океанах між 40° і 60° північної і південної широт. Саме у цих районах рослини одержують тепло, воду і поживні речовини в оптимальному співвідношенні. Але, у загальному плані чиста первинна продукція на земній кулі зменшується із зниженням температури, тобто від екватора до полюсів. Майже 60 % усієї продукції суші утворюється у тропіках, 20 % – у субтропіках і 20 % на решті територій.

Вторинна біопродукція – маса живої речовини, виробленої гетеротрофами.

Загальна маса живої речовини на Землі була підрахована В.І. Вернадським, який у 1927 році представив наближену величину – 10²¹ г. Однак ця величина була дещо завищеною. Найбільш точними вважають дані, одержані М.І. Базилевич та ін.

Незалежно від методів підрахунків існують зональні закономірності розподілу біомаси організмів на суші та в океані:

- в океані загальна біомаса організмів значно нижча, ніж на суші;
- основна біомаса рослин зосереджена на суші;
- біомаса тварин в океані більша, ніж біомаса тварин на суші;
- на суші біомаса рослин перевищує біомасу тварин.

12.3. Роль живих організмів у біосфері

Значення організмів у створенні і переробці органічних речовин дуже різноманітне. Виділяють три основні групи організмів: *продуценти*, *консументи* і *редуценти*.

Продуценти – це автотрофні організми, які синтезують з неорганічних сполук органічні речовини з використанням сонячної енергії або енергії, що виділяється під час хімічних реакцій (хемотрофи), (зелені рослини – фотосинтез, бактерії – хемосинтез). Бактерії (водневі, нітрифікуючі, сіркобактерії, залізобактерії) внаслідок своєї діяльності синтезують органічні речовини з CO₂ використовуючи енергію, вивільнену при окисненні аміаку, сірководню, сірки.

Консументи – організми, що живляться органічною речовиною (первинною чи вторинною), трансформуючи її в інші форми. Це всі тварини, частина мікроорганізмів, паразитичні та комахоїдні рослини. Виділяють консументи *першого порядку* – фітофаги, рослиноїдні організми; *другого порядку* – хижаки і паразити, що споживають рослинні організми; *третього порядку* – хижаки і паразити, що споживають хижих тварин і паразитів.

Редуценти (деструктори, детритофаги) – організми, що живляться мертвою органічною речовиною (бактерії, гриби, мікроорганізми) і розкладають її до мінеральної.

Обмін речовин, який відбувається у природі, можливий лише за участі представників всіх трьох груп організмів: без продуцентів неможливе життя, так як тільки вони створюють основу життя – первинну продукцію органічних речовин, консументи різних порядків, споживаючи первинну і вторинну продукцію, перетворюючи органічну речовину з однієї форми в іншу, сприяють зростанню різноманітності форм життя на Землі і зміні поколінь; редуценти, розкладаючи органічні речовини до мінеральних, перешкоджають перетворенню планети у кладовище мертвих решток. Так, завдяки такому ланцюгу живлення відбувається колообіг біогенних речовин та енергії у

біосфері. За підрахунками екологів, лише 10 % біомаси одного трофічного рівня перетворюється на біомасу другого рівня і за другим законом термодинаміки – це призводить до зростання ентропії. І тільки постійне надходження енергії Сонця живить цей циклічний процес і компенсує неминучу втрату енергії біосфери. Саме тому, В.І. Вернадський назвав біосферу глобальною “біологічною машиною” по трансформації енергії Сонця, яка підтримує біологічний кругообіг речовини.

Функціональна природна система, утворена живими організмами та середовищем їх існування називається **екологічна система**. А сукупність рослин і тварин, що населяють ділянку середовища з більш-менш однорідними умовами існування, яка утворилася природно або під впливом діяльності людини називається **біоценозом**.

Сукупність рослин, що заселяють біоценоз, виділяють у *фітоценоз*, а сукупність тварин – у *зооценоз*.

Взаємозумовлений комплекс живих і неживих компонентів ділянок земної кулі, пов'язаних між собою обміном речовин і енергії називається **біогеоценозом**.

За видовим складом зооценоз нашої планети переважає фітоценоз (табл. 12.1).

Таблиця 12.1

Кількість видів рослин і тварин на Землі

Група	Кількість видів	Група	Кількість видів
Рослини		Тварини	
Всього:	500 000	Всього:	1 500 000
у т.ч. водорості	25 000	у т.ч. найпростіші	15 000
Бактерії і гриби	100 000	Губки	5 000
Лишайники	18 000	Кишкочовопорожнинні	9 000
Мохи	20 000	Черви	19 000
Плауни	800	Молюски	105 000
Хвощі	30	Членистоногі	50 000
Папороті	6 000	Комахи	1 000 000
Голонасінні	600	Голкошкірі	5 000
Покритонасінні	200 000 – 300 000	Хребетні	48 000 – 50 000

Але за масою рослини у багато разів переважають масу тварин (табл. 12.2).

Таблиця 12.2

Біомаса Землі, млрд. т сухої маси

Компоненти біосфери	Суша		Океан	
	загальна маса	продуктивність на рік	загальна маса	продуктивність на рік
Рослинна маса	1895	128	0,22	70
у т.ч. лісу	1650	79	-	-
Тваринна маса	20	56	7	6

Біомаса суші значно переважає масу живої речовини океану.

12.4. Роль живих організмів у розвитку атмосфери, гідросфери і літосфери

Маса живих організмів порівняно з масою літосфери, гідросфери, атмосфери є незначна, проте живі організми мають значний вплив на всі оболонки Землі. Розглянемо вплив живих організмів на гідросферу. Організми безперервно використовують і виділяють воду. Особливо інтенсивний процес транспірації, тобто випаровування води рослиною. Діяльність організмів визначає газовий і сольовий склад вод океану. У воду надходять продукти життєдіяльності організмів (наприклад CO_2) і продукти розкладу органічних залишків.

Роль живих організмів в атмосфері також значна. Адже, вже давно відомо, що рослинні організми у процесі фотосинтезу очищають атмосферу від надлишків вуглекислого газу і збагачують її киснем. Рослини очищають повітря від пилу, викидних газів автомобілів та інших забруднень. Багато рослин виділяють леткі речовини і здатні пригнічувати розвиток хвороботворних бактерій і мікробів. Наприклад, збудники таких небезпечних захворювань як туберкульоз, дифтерія швидко гинуть під впливом летких речовин, що їх виділяють береза, черемха, ялівець, сосна.

Живі організми впливають і на літосферу. Діяльність їх проявляється в утворенні органічних порід, таких як вапняки, нафта, озокерит. Важливе значення живих організмів в утворенні ґрунту, який є важливою складовою частиною біосфери. У ґрунті безперервно здійснюється біологічний колообіг – синтез і розпад органічних речовин – основа життя на планеті. Ґрунт постійно взаємодіє з іншими елементами природи і має важливе значення у загальному колообігу речовин.

12.5. Колообіг речовин у біосфері

Життя – це колообіг елементів між організмами і середовищем. Тільки завдяки колообігу живі організми не зазнають дефіциту основних біогенних елементів.

Розрізняють два види колообігу речовин та енергії у біосфері:

геологічний (великий), який відбувається між сушею та океаном;

біологічний (малий), який відбувається або на суші, або в океані.

Біологічний колообіг включає як горизонтальну, так і вертикальну міграцію та складається з двох протилежних процесів:

- синтез органічної речовини з неорганічної за допомогою сонячної енергії;
- мінералізація органічних решток і виділення енергії.

Біологічний колообіг – це багаторазова участь хімічних елементів у процесах, які протікають у біосфері. У зв'язку з цим біосферу визначають як область Землі, де протікають три основних процеси: колообіг вуглецю, азоту, сірки, в яких беруть участь 5 елементів (Н, О, С, N, S), що рухаються через атмосферу, гідросферу, літосферу. У природі колообіг здійснюють не речовини, а хімічні елементи. Ці 5 елементів рухаються і окремо, і у таких сполуках, як вода, нітрати, двооксид вуглецю, двооксид сірки.

Колообіг вуглецю. У біосфері вуглецю багато – 12000 млрд. т. Це пояснюється тим, що еволюція життя на Землі – це еволюція сполук вуглецю,

які безперервно виникають, змінюються і розкладаються. Колообіг вуглецю відбувається фактично між живою речовиною та двооксидом вуглецю. У процесі фотосинтезу, що здійснюється, CO_2 і вода з допомогою енергії сонячного світла перетворюються на різні органічні сполуки. Щорічно вищі рослини і водорості поглинають при фотосинтезі 200 млрд. т вуглецю. Якби вуглець не повертався в атмосферу, його запас (700 млрд. т) у ній швидко б вичерпався. Але він повертається у результаті процесу дихання рослин і тварин і мінералізації відмерлої органічної речовини. Повний цикл обміну атмосферного вуглецю здійснюється за 300 років. Але частина вуглецю вилучається у вигляді торфу, нафти, вугілля, вапняку, мармуру – викопних відкладів і осадових порід. Вважають, що на колообіг вуглецю часом дуже впливає діяльність людини. Використання викопного палива і автомобілізація порушили динамічну рівновагу між кількістю виділеного і поглинутого вуглецю у бік його збільшення в атмосфері. Вчені припускають, що збільшення CO_2 в атмосфері у 2 рази підвищить (внаслідок парникового ефекту) середню глобальну температуру на 3 – 6 °С. А це має спричинити катастрофу – рівень морів і океанів може значно піднятися. Можуть бути затоплені найбільш родючі низинні землі. Вже сьогодні острівна держава Кірібаті, що розташована на атолах Тихого океану, змушена вирішувати проблему переселення своїх жителів, тому що деякі з островів почали зникати під водою.

До того ж потепління високоширотних зон зменшить перепад температур – головного двигуна циркуляції повітряних мас атмосфери. Внаслідок цього вологі області Землі стануть ще більш вологими, а сухі – більш сухими.

Колообіг кисню. Щорічно лісові масиви виробляють 55 млрд. т кисню. Він використовується живими організмами для дихання і бере участь в окисних реакціях в атмосфері, літосфері, гідросфері. Циркулюючи через біосферу, кисень перетворюється то на органічну речовину, то на воду, то на молекулярний кисень. Весь кисень атмосфери ($2,8 \cdot 10^{14}$ – $1,2 \cdot 10^{15}$ т) за кожні 2 тис. років проходить через живу речовину біосфери. За час свого існування людство безповоротно

втратило близько 273 млрд. т кисню. У наш час щорічно на спалення вугілля, нафтопродуктів і газу витрачається $13 \cdot 10^9$ т кисню. Інтенсивність цього процесу збільшується щороку на 6 %. Майже 3 млрд. років рослини збагачували атмосферу киснем. Але при збереженні нинішніх темпів його споживання вже через два століття концентрація кисню можливо знизиться до критичного рівня. Основні поглиначі кисню – промисловість і автомашини. Кожній людині на добу потрібно 80 л кисню, автомашині ж для згоряння 1 л бензину – 200 л. А у світі налічується понад 300 млн. автомашин.

Колообіг азоту, фосфору, сірки. Діяльність людини прискорює колообіг цих елементів. Головна причина цього прискорення – використання фосфору у добривах, що призводить до *еутрифікації* – надудобрення. Еутрифікація у першу чергу діє на континентальні водойми. При еутрифікації відбувається бурхливе розмноження водоростей – цвітіння води. Це призводить до зменшення кількості розчиненого у воді кисню. Продукти обміну водоростей знищують рибу та інші організми. Сформовані екосистеми при цьому руйнуються. Процес еутрифікації змогла б зменшити нестача азоту і сірки. Але, індустрія і вихлопи двигунів внутрішнього згоряння викидають щорічно багато нітратів і сульфатів. Потрапляючи на землю разом з дощами, вони засвоюються рослинами

Колообіг води. На Землі води багато – гідросфера становить $1/4000$ її маси. Вода покриває $\frac{3}{4}$ поверхні Землі. За 1 хвилину під дією сонячного тепла з поверхні водойм Землі випаровується до 1 млрд. т води. Після охолодження пари утворюються хмари, випадає дощ і сніг. Опади частково проникають у ґрунт. Ґрунтові води повертаються на поверхню землі через коріння рослин, джерела, наноси, тощо. Швидкість циркуляції води досить велика: вода океанів поновлюється за 2 млн. років, ґрунтова вода – за рік, річкова за 12 діб, пара в атмосфері – за 9 діб. Двигуном колообігу є енергія Сонця.

Щорічно для створення первинної продукції рослини біосфери використовують при фотосинтезі 1 % води, що потрапляє у вигляді опадів. Людина тільки для побутових і промислових потреб використовує 20 мм

опадів – 2,5 % загальної їх кількості за рік. Безповоротний щорічний водозабір тепер становить 5,5 тис. м³. Щорічно він збільшується на 4 – 5 %. Якщо такий приріст збережеться, то до 2100 р. людство вичерпає запаси прісної води на Землі.

Поняття про ноосферу. Поступовий розвиток живої речовини у межах біосфери Землі приводить до зміни якісного стану самої біосфери, до переходу її у ноосферу. Під *ноосферою* розуміють сферу взаємодії природи і суспільства, в якій розумова діяльність людей стає головним, визначальним фактором розвитку.

Ноосфера (гр. *noos* – розум і *sphaira* – куля). Термін “ноосфера” вперше був введений французьким вченим-математиком Е. Леруа у 1927 році. Під ноосферою він розумів сучасну геологічну стадію розвитку біосфери. У подальшому власні уявлення про ноосферу розробив геолог П. Тейяр-де-Шарден і виклав їх у своїй книзі “Феномен людини”. Уявлення цього вченого щодо ноосфери мали дещо ідеалістичний характер. Розвиваючи своє вчення про біосферу, В.І. Вернадський надав поняттю “ноосфера” матеріалістичного змісту. Він розглядав ноосферу як вищу стадію розвитку біосфери, пов’язану з виникненням і розвитком у ній людського суспільства, яке, пізнаючи закони природи і розвиваючи техніку до найвищого рівня, стає могутньою планетарною силою, яка за своїми масштабами перевищує всі відомі геологічні процеси.

Для ноосфери як сучасного етапу розвитку біосфери характерні такі якісно нові форми впливу людини:

1. Безперервне видобування матеріалів із земних глибин і насичення ними біосфери. Щороку із земних надр видобувається близько 100 млрд. т різних корисних копалин. Це майже у чотири рази перевищує кількість поверхневого (із завислими твердими частинками) стоку у Світовий океан.

2. Використання продуктів фотосинтезу в енергетичних цілях. При цьому хімічна рівновага у біосфері зміщується у напрямі, протилежному фотосинтезу.

На відміну від біосфери ноосфера сприяє розсіюванню енергії Землі, а не її акумуляції.

3. Зміни біогеохімічних циклів і включення до них нових, раніше невідомих у біосфері речовин, у тому числі групи трансуранових елементів. Насичення ними біосфери може призвести до істотних змін у генопласті біосфери.

12.6. Ґрунти. Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом

Жива речовина за час свого існування (понад 3 млрд. років) видозмінила земну кору. Поглянемо на земну поверхню. Майже вся поверхня суші вкрита шаром ґрунту.

Ґрунт – це придатний для життя рослин верхній шар Землі, що утворився у результаті дії природних факторів (клімату, рослинних і тваринних організмів, рельєфу місцевості, геологічного віку території). Живі організми є основним фактором ґрунтоутворення.

Ґрунти формуються на продуктах вивітрювання масивних гірських порід, на так званих *материнських породах*. Процес ґрунтоутворення супроводжується великою кількістю різних біологічних, фізіологічних і хімічних явищ, серед яких провідна роль належить зеленим рослинам. Зелені рослини синтезували органічні речовини, які розкладалися мікроорганізмами і утворювали перегній. І чим більше росло й відмирало рослин, тим родючішим ставав ґрунт.

Родючість ґрунту – це властивість його безперервно задовольняти потреби рослин протягом усього їх життя. *Родючість* є найважливішою якісною ознакою ґрунту.

Завдяки діяльності мікро- і макроорганізмів у верхніх шарах ґрунту нагромаджуються органічні речовини. Збагачують ґрунти органічними речовинами, також різні землерийні тварини (зайці, суслики, дощові черв'яки, мурахи, жуки, миловидні гризуни та ін.). Важливе значення мають

мікроорганізми, які здійснюють процес перегнивання органічних речовин. Тобто, ґрунт є середовищем проживання і субстратом для багатьох видів тварин.

Велика роль ґрунту у житті людини. З ґрунту вона одержує майже все необхідне для підтримання свого існування. Ґрунт – важливе і незамінне джерело харчових ресурсів для людства.

Гранулометричний склад ґрунту – це відносний вміст у ґрунті (у вагових відсотках) елементарних частинок різного розміру. Різноманітність розмірів ґрунтових частинок об'єднується у дві групи: *фізичну глину* з розміром частинок, які менші від 0,01 мм і *фізичний пісок* з розміром частинок від 0,01 до 3 мм.

За гранулометричним складом розрізняються: *піщані, супіщані, суглинисті й глинисті ґрунти*.

У *глинистих і суглинистих ґрунтах* окремі гранулометричні елементи можуть з'єднуватися у грудочки (агрегати) того чи іншого розміру, внаслідок чого ґрунт набуває певної структури.

Ґрунти легкого гранулометричного складу (піщані й супіщані) містять мало гумусу і мулистих частинок, тому вони завжди бувають у стані окремих частинок. У піщаних ґрунтах вода не затримується і поживні речовини з неї швидко вимиваються. У глинистих ґрунтах на противагу піщаним, волога втримується добре, але прогріваються вони “повільно”, тому їх називають “холодними”.

Суглинисті ґрунти є проміжними між піщаними і глинистими, піску у них значно більше, ніж у глинистих, глини більше, ніж у піщаних. І глини, і піску у них приблизно однаково. Завдяки піску ці ґрунти нагріваються швидше від глинистих і легше піддаються обробітці. Глина утримує у них вологість і поживні речовини. Суглинисті ґрунти є найбільш цінними для господарства.

Важливу роль у ґрунтах відіграють мінеральні солі, які містять азот, фосфор, сірку, хлор, натрій, калій, кальцій, магній та інші макро- та мікроелементи, необхідні рослинам.

Поряд з утворенням органічної речовини у ґрунті відбувається процес вивітрювання його мінеральної частини, розпад одних мінералів і утворення інших. Унаслідок вивітрювання мінералів утворюються мінеральні речовини. Але кількість їхня не завжди відповідає потребам рослини. Так, азот – головне джерело живлення рослин – у материнській породі відсутній, фосфору дуже мало, тому до ґрунтів необхідно додавати мінеральні добрива. Крім мінеральних органічних речовин у ґрунті міститься повітря і вода. Вода є розчинником і переносником поживних речовин.

Ґрунтове повітря відрізняється від атмосферного за своїм складом. У ньому міститься більше CO_2 і інших газів, які утворюються як результат розкладу органічних речовин, і менше кисню.

Для зручності вивчення і картографування ґрунти класифікують. В Україні розрізняють тринадцять типів ґрунтів: *дерново-підзолисті, дернові, болотні, сірі лісові, бурі лісові, опідзолені, чорноземні, чорноземно-лучні ґрунти, чорноземні каштанові ґрунти, солончаки*. Поділ на такі типи залежить від кількості у ґрунті гумусу. Гумус (перегній) забарвлює ґрунт у сірий, коричневий і чорний колір. Чим більше гумусу, тим ґрунт темніший і родючіший. В Україні ґрунти характеризуються високою родючістю. У структурі ґрунтового покриву нашої країни переважають різновиди чорноземних ґрунтів. Ґрунтовий покрив сприяє, при правильному веденні землеробства, прискоренню сільськогосподарського виробництва і отриманню високих урожаїв.

У Львівській області переважають дерново-підзолисті ґрунти: вони займають значні площі орних земель у Жидачівському, Стрийському, Самбірському, Дрогобицькому, Жовківському районах. На Львівщині є велика кількість низинних земель, на яких трапляються болотні ґрунти. Серед болотних ґрунтів Львівської області найбільш поширеними є торфовища і торфо-болотні ґрунти.

Найбільші площі торфовищ є у Поліських районах. Найбільше за площею торфовище розташоване у заплаві Дністра між селами Чайковичі і Майничі. Тут товщина торфу досягає 8 м.

У гірських районах області найбільш поширені бурі лісові ґрунти. Чорноземи на Львівщині залягають на рівнинах. Найбільші масиви їх є на терасах Західного Бугу (Сокальський, Буський, Золочівський і Городоцький райони).

У лісостеповій області на лісових частинах поширені сірі опідзолені ґрунти, ці ґрунти становлять майже половину орних земель Львівщини.

На Дрогобиччині найбільш поширеними є дерново-підзолисті, лучні та лучно-болотні, дерново-буроземні, буроземно-підзолисті та буро-лісові ґрунти, а також торфовища. Майже всім їм не вистачає гумусу і поживних речовин, кислі, тому потребують великих додаткових матеріальних затрат на підвищення їх родючості.

У сучасних умовах значна частина ґрунтів зазнала змін під впливом господарської діяльності людини. Це сталося внаслідок експлуатації та вирубування лісів, використання лук і пасовищ, обробітку ґрунту, внесення добрив, осушення земель, зрошення. Все це призвело до порушення структури і родючості ґрунтів, до значної їх ерозії і засолення. Тому, важливою є проблема захисту ґрунтів від ерозії та їх деградації.

Останнім часом важливого значення набуло *бонітування ґрунтів* – класифікація ґрунтів за якісною оцінкою найважливіших агрономічних властивостей. Основне завдання бонітування ґрунтів – поділити ґрунти відповідно до родючості за певною системою: від найгірших до найкращих.

12.7. Диференціація географічної оболонки

Географічна оболонка у процесі тривалого розвитку набула складної структури, в якій яскраво виявлені просторові відмінності окремих частин, тобто диференціювалася. До того ж географічна оболонка диференційована як з

півночі на південь – від полюса до екватора і до наступного полюса, так і з заходу на схід.

Перший напрямок диференціації називається **широтним**, а другий – **довготним**.

Просторова диференціація породжена енергією Сонця і внутрішньою енергією Землі. З цими двома причинами пов'язані і дві загальні закономірності: *географічна поясність* і *секторність*.

Географічні пояси зумовлені кулеподібною формою Землі і розподілом сонячної радіації і пов'язаного з цим певного типу клімату. На земній кулі виділяють тринадцять географічних поясів: один екваторіальний пояс, по два субекваторіальних, тропічних, субтропічних, помірних, субпомірних і полярних (арктичний і антарктичний). Пояси охоплюють материки і океани Землі безперервними кільцями.

У кожному географічному поясі кількість тепла та вологості, характер циркуляції атмосфери значно відрізняються. На цій основі у середині поясів формуються зони, їх називають **природними географічними зонами**. Відповідно до географічних зон розподіляються рослинний і тваринний світ. Сукупність зон утворює пояс. **Природна зона** – це значна частина географічної оболонки, що характеризується поєднанням форм рельєфу, кліматичних умов, багатством річок і озер, ґрунтів, рослинного і тваринного світу.

Географічна зональність виявлена і у Світовому океані, але тільки у зовнішньому шарі до 2 тис. метрів. У більш глибоких шарах зональність не виражена, оскільки там приблизно однакова температура (+2 °C) і однакова солоність (35 %).

Кожна зона поділяється на підзони. За сучасними даними виділено більше 50 зон і підзон. Зони і підзони одержали назву за рослинним покривом суші, тому що рослинність – найяскравіший показник або індикатор природного комплексу. Чим тепліший клімат при достатній зволоженості, тим багатший рослинний світ і, навпаки, чим холодніший клімат, тим бідніший світ живих організмів.

У Північній півкулі виділяють такі зони: арктичні пустелі, тундра, тайга, широколистяних лісів, лісостепова, степова, пустель, субтропічних лісів, пустельна тропічна, савани, екваторіальні ліси. Між цими зонами існують перехідні зони – *лісотундрова, зона напівпустель*.

Зона арктичних пустель – це найпівнічніша частина нашої планети. Тепловий баланс тут від’ємний. Майже півроку триває полярна ніч. Характерним елементом ландшафтів є льодовики.

Нестача тепла накладає відбиток на існування живих організмів, тут існує слабкий ґрунт, який покритий в основному лишайниками. Квіткових рослин мало: полярний мак, деякі злакові, лютик, крупка. Тварин також живе мало: білий ведмідь, песець, лемінг. Є небагато птахів: полярна сова і тундрова куріпка. Зате влітку сюди прилітає маса птахів. Тут вони влаштовують “пташині базари”.

Тундра – зона холоду. Зима сувора, триває 8 – 9 місяців. Морози 50 – 60 °С не рідкість. Літо коротке, холодне. Триває полярний день. Сонце низько стоїть над горизонтом, але землю прогріває слабо. Опадів мало (менше 200 мм на рік). Рослинність тут бідна. Низькі ділянки місцевості покриті мохами, а підвищені – лишайниками. Ліси відсутні. Подекуди трапляються карликові берези, що стеляться по землі. Переважна більшість рослин – багаторічні. Великі території зайняті ягідними чагарниками: брусниця, морощка, клюква. З тварин трапляються північний олень, песець.

Лісотундра – зима тут теж сувора, але літо тепліше. Збільшується річна кількість опадів. Частіше трапляються підзолисті ґрунти, хоч половину всіх площ займають торфовища. Розвинуті чагарники, мохово-лишайникові, плямисті та інші смуги. Вони чергуються із світлими дуже рідкими лісами з берези, ялини. Деревя дрібні 3 – 8 м заввишки. Тваринний світ представлений тундровими і лісовими видами.

Лісотундра переходить у зону *лісів помірного поясу*. Ця зона поділяється на підзону тайги і мішаних широколистяних лісів. Рослинність тут багата, температура повітря вища, вологість надлишкова. У тайзі багато озер,

повноводних рік. Болота – невід’ємний елемент природи тайги. Ґрунти підзолисті, дерново-підзолисті. Для тайги характерні три типи рослинних угруповань: ліси, луки і болота. Панують хвойні ліси: ялина, сосна, кедр. Трав мало, ще менше чагарників. Крім хвойних ростуть березові і осикові ліси. По всій тайзі поширені копитні: лось, косуля, північний олень; багато хижаків: соболь, бурий ведмідь, рись, вовк. Трапляються зайці, білки.

З просуванням на південь кількість хвойних дерев зменшується. Тайга переходить у підзону мішаних широколистяних лісів. Дедалі більше теплолюбних листяних дерев: береза, дуб, клен, липа, в’яз. У лісах багато чагарникової рослинності. Зима тут помірна. Літо тепле, досить тривале, ґрунти переважно дерново-підзолисті, а також дернові.

Мішані ліси багатші харчовими ресурсами і більш сприятливі умови для життя тварин. Фауна різноманітна: лось, європейська косуля, кабан, білка, заєць-русак, руда лисиця, куниця.

На південь від зони лісів простягається зона *Лісостепу*, вона розташована у межах середньолипневих температур $+19 - +21$ °С. Опадів випадає стільки, скільки може випаровуватися. У північній частині зони, де більша вологість, розвинуті сірі підзолисті ґрунти, південну половину зони займають чорноземи. У зоні розвинуті два основні типи рослинності: лісовий і степовий. Боліт небагато. Ліси різноманітні. Тут ростуть липа, клен, в’яз, бук.

Степові ділянки переважно розорані. На цілих землях розвиваються різнотравно-лучні угруповання. Вони характеризуються великою різноманітністю видового складу. Злаки, бобові, різнотрав’я змішані приблизно у рівних пропорціях. Ця зона надзвичайно інтенсивно використовується людьми у сільськогосподарському виробництві.

Зона Степу. Тут жарке і сухе літо, і дерева, які потребують багато води, поступаються місцем трав’янистим рослинам з меншою рослинною масою. Вони ощадливіше витрачають вологу. У зоні степів річок мало, влітку вони дуже міліють і навіть пересихають. Ґрунти чорноземи на півночі змінюються темно-каштановими на півдні зони.

Територія зони дуже розорана. Ліси трапляються надзвичайно рідко, переважно у долинах річок. У степах переважають різні злаки, переважно ковили. Поруч з ними ростуть тонконіг, типчак.

Унаслідок людської діяльності більшість притаманних степам тварин зникла. Це були дикі коні (тарпани), тури, сайгаки, косулі. Залишились багаточисленні гризуни: ховрах, хом'як, звичайна полівка, польова миша. З птахів у степах живуть перепели, куропатки, жайворонки. На водоймах трапляються лебеді і пелікани. Тут живуть ящірки, змії, черепахи. Дуже багато комах.

У зоні *пустель* клімат ще жаркіший і сухіший. Температура повітря літніми днями досягає + 50 °С. Через нестачу вологи рослинність дуже бідна. Трапляються окремі кущі трав і напівчагарників (піщана осока, полин), зрідка зарості низькорослих дерев (саксаул). У багатьох рослин, щоб менше випаровувати вологу замість листя – зелені лусочки. На півночі пустель розвинуті бурі і сіро-бурі ґрунти, які містять мало перегною. У середній смузі поширені рухомі піски, на яких нема ґрунту. Велика кількість солончаків.

Тваринний світ пустель досить багатий і оригінальний. Багаточисленні гризуни: тушканчики, хом'яки. Є деякі копитні (антилопи, джейран), багато плазунів, птахів.

Субтропічні ландшафти розвиваються в ізольованих районах під захистом гірського рельєфу, який утруднює проникнення арктичного повітря. Розрізняють субтропіки середземноморського типу, вологі і сухі. Субтропіками середземноморського типу є *Південний берег Криму і Чорноморське узбережжя Кавказу*. Клімат району характеризується теплою вологою зимою, гарячим і сухим літом. У складі флори є вічнозелені дерева. Переважають ліси пухнастого дуба, деревоподібного ялівця і місцевих видів сосен. Успішно акліматизувались кипарис, магнолія, лавр. Тут досить поширені субтропічні культури, росте виноград.

У сухих місцях формуються червоні і жовті ґрунти. Перегною у них не багато, але на них добре ростуть чай, цитрусові.

Ближче до екватора збільшується кількість опадів і починають з'являтися трави, поодинокі дерева. Рослинна маса знову різко збільшується. Починається *зона саван*, де клімат характеризується двома різко виявленими сезонами: літо – сухе й жарке, зима – дощова й жарка. З рослинності переважають високі злаки, трапляються дерева (баобаб, акація). Деякі рослини у дощовий сезон нагромаджують у своїх стовбурах запас води (наприклад, пляшкове дерево).

Остання зона, яка розміщена у районі екватора – *зона вологих екваторіальних лісів*. Тут теплий і вологий клімат, родючі ґрунти, багато опадів. Все це сприяє швидкому росту різних видів пальм, фікусів, бамбуків, деревоподібних папоротей. Деякі дерева за рік виростають заввишки 5 – 6 м. У цих лісах важко знайти два дерева тієї самої породи. Проміжки між деревами заповнені повзучими й виткими рослинами, ліанами. Вони тягнуться від дерева до дерева, досягаючи іноді довжини 300 м. Тваринний світ також багатий і різноманітний.

Поряд з широтною зональністю існує зміна ландшафтів пов'язана з довготою, її називають *секторністю* або *азональністю*.

На материках у кожному географічному поясі розрізняють по три основних географічних сектори: *західний приокеанський*, *внутрішньоматериковий* (континентальний) і *східний приокеанський*. Найяскравіше секторність виражена у субтропічному і помірному поясах.

Вертикальна поясність. У гірських країнах на розміщення природних зон впливає висота місцевості. Висотна поясність у горах зумовлена падінням з висотою температури повітря та зростанням кількості опадів і атмосферного зволоження. У загальних рисах вертикальні кліматичні зміни аналогічні зональним, але не тотожні.

Вертикальна поясність завжди починається з тієї горизонтальної зони, у якій розташована гірська країна. Вище пояси змінюються так само, як і горизонтальні зони, до зони полярних снігів.

Подорож у горах подібна до подорожі від екватора до Північного Льодовитого океану – через савани, степи, ліси, тундру аж до льодової зони.

Отже, у географічній оболонці існує тісний взаємозв'язок між різними земними оболонками, між усіма природними компонентами: гірськими породами, рельєфом, атмосферним повітрям, поверхневими водами, рослинністю і тваринністю. Природні компоненти закономірно поєднуються і утворюють нерозривні системи, зміна яких призводить до негативних наслідків для всього живого.

Питання для самоконтролю

1. Що таке біосфера?
2. Диференціація географічної оболонки.
3. Межі біосфери.
4. Чому рослинність Землі називають найважливішою частиною біосфери?
5. Біологічний колообіг речовин.
6. Розкажіть, як проявляються взаємозв'язки між рослинами, тваринами, мікроорганізмами у біосфері.
7. Екологічні системи біоценози, біогеоценози.
8. Органічний світ і природне середовище.
9. Що таке гранулометричний склад ґрунту?
10. Що називають фракцією ґрунту?

РОЗДІЛ 13. ЛЮДИНА І ПРИРОДА. ВЗАЄМОЗВ'ЯЗОК ЛЮДИНИ І ПРИРОДИ

13.1. Чисельність населення планети і демографічна проблема

Людина з'явилась приблизно 3 млн. років назад. Спочатку чисельність людей зростала досить повільно. 8 тис. років назад первісні люди почали займатися землеробством і переходили до осілого способу життя. Вважають, що у той час на планеті жило приблизно 5 – 10 млн. чоловік, а до початку нашої ери зросло до 200 – 250 млн.

1820 р. чисельність населення досягла 1 млрд. Через 100 з лишнім років, у 1927 р. – 2 млрд., а у 1960 р. – 3 млрд., через 16 років у березні 1976 р. – 4 млрд., а у 2012 році – зафіксовано появу на землі 7 млрд. людини. У наші дні щорічний приріст населення складає 2 %. Це значить, що кожні 2 секунди воно зростає на 5 чоловік, кожну хвилину на 150, за добу на 220 тис. У кінці минулого століття чисельність населення досягла 6 млрд. чоловік.

Населення на планеті розподілено нерівномірно. Найбільш густо населеною частиною світу є Азія, де проживає більше половини населення Землі. Серед населення Азії дві третини – жителі Китаю й Індії. До найбільш багатолюдних країн належать також Мексика, Бразилія, Нігерія, Пакистан, Бангладеш, Індонезія. У цих країнах проживає приблизно 5 млрд. чоловік.

Більша частина населення Землі живе у субтропічному і екваторіальному поясах. Фактично $\frac{2}{3}$ населення Землі проживає на трохи більше як $\frac{1}{13}$ частині суші.

Середня густота населення на найпридатніших для життя землях становить 240 чоловік на 1 км^2 , тоді як на інших менше однієї людини на 1 км^2 .

Середня густота населення світу становила у:

1950 р. – 18 чол. на 1 км^2 ;

1970 р. – 27 чол. на 1 км^2 ;

1990 р. – 32 чол. на 1 км^2 ;

2000 р. – 40 чол. на 1 км²;

липні 2005 р. – 44,57 чол. на км².

У країнах Азії особливо густо заселені райони інтенсивного поливного землеробства: долини рік Янцзи, Сіцзяни, Хуанхе, Гангу, Брахмапутри, Меконгу – 1000 чол. на 1 км², а у деяких районах острова Ява – 1500 чол./км². Найбільш заселеним є королівство Монакко, де на 1 км² проживає 23 тис. 660 чол.

В Африці райони з високою густотою (> 800 чол./км²) – це долина р. Нілу, прибережні райони Тунісу і Алжиру.

Разом з тим простори тундри, пустелі, тайги і тропічні ліси мають малу щільність населення – менше 1 люд./км².

Нерівномірність у розподілі населення на різних континентах, природних регіонах і країнах зумовлює неоднаковий антропогенний тиск на навколишнє середовище. Оскільки зростання чисельності населення на Землі відбувається у геометричній прогресії, то і вплив людей на навколишнє середовище відповідно здійснюється все більш прискореними темпами. У цьому і полягає суть демографічної проблеми або перенаселення деяких регіонів планети.

Зростання чисельності населення само собою, яким би швидким воно не було, не є прямою загрозою навколишньому природному середовищу у цілому, якщо воно не супроводжується негативними соціально-економічними факторами.

У кінці XVIII ст. англійський священник Мальтус виступив з реакційною теорією абсолютного перенаселення, згідно з якою чисельність населення зростає у геометричній прогресії, а кількість засобів існування – в арифметичній. Тому, на думку його послідовників війни, епідемії, стихійні лиха є “благам”, що регулює співвідношення між населенням і кількістю засобів існування.

Сучасні вчені вважають, що демографічна проблема не може бути розв’язана без контролю над народжуваністю. До цього спонукають дві причини:

1) необхідність підвищення матеріального добробуту і безперервне підвищення культурного розвитку людей;

2) обмеженість життєвого простору і нестача продуктів харчування на Землі.

Очікується, що у країнах Південної Азії, Латинської Америки і Африки зниження темпів зростання чисельності населення настане у першій половині XXI ст., а стабілізується після 2075 р. Подібна демографічна динаміка буде наслідком не масового голоду й інших катастроф, а змін, зумовлених досягненням високого рівня розвитку як в економіці, так і у соціальній і культурній сферах.

13.2. Людські раси та їх рівноцінність

За зовнішніми ознаками люди на Землі різні. Відповідно до природно-географічних умов життя, у людей виробилися зовнішні відмінності. Люди різних країн відрізняються зовнішньою будовою тіла, кольором шкіри, формою і кольором волосся, очей, формою носа, губ і т.д. Ці ознаки називають **расовими**. Відповідно до цих ознак людей земної кулі поділяють на три раси: *європеїдну* (євразійську), *негроїдно-австралоїдну* (екваторіальну) і *монголоїдну* (азіатсько-американську).

У тропічному поясі Африки та Австралії, а також в Америці живуть *негроїди* і *австралоїди*. В Америку негри завезені примусово работорговцями. Для негроїдів характерні такі зовнішні ознаки: темний або дуже темний колір шкіри, волосся і очей; волосся кучеряве або хвилясте, а на обличчі й тілі волоссяний покрив розвинутий слабо, у більшості з них широкий ніс, верхня щелепа видається вперед, губи товсті.

Чорне забарвлення шкіри, волосся і очей пояснюється наявністю пігменту меланіну, від його кількості залежить ступінь забарвлення.

Екваторіальна негроїдна раса найменш численна з усіх великих рас, вона становить приблизно 10 % населення Землі. Найбільше їх живе на африканському континенті. Це західна гілка цієї раси (африканська).

Східним відгалуженням цієї раси є *австралоїдна* (океанська) мала раса. Люди цієї раси мешкають в Австралії та на островах Тихого океану. У теперішній час вони розділені, але у минулому – сформувались, можливо, у спільному центрі.

У складі екваторіальної раси трапляються пігмеї – люди дуже низького росту, яких не можна побачити в інших расах. Вони живуть у Центральній Африці, у Південно-східній Азії і у Новій Гвінеї.

Європеїдна раса – найчисленніша і становить майже половину людства планети. З відкриттям Америки і Австралії, європеїди розселилися по всьому світу. Ця раса переважає в Європі, Західній Азії та Північній Америці.

У європеїдів світла шкіра, м'яке, пряме або трохи хвилясте волосся, пряме або трохи скошене чоло, добре розвинутий волоссяний покрив на обличчі у чоловіків. Колір очей має різні відтінки: від світлих до темних. Ніс вузький, часто видається вперед, з високим передніссям. Губи тонкі або дещо потовщені.

Велику європеїдну расу складають дві малі раси – *індосередземноморська* і *балтійська*. До першої належать індійці, таджики, вірмени, греки, араби тощо. Для них характерне чорне волосся, карі очі, смуглява шкіра. До *балтійської* (північної) *раси* належать: українці, росіяни, білоруси, поляки, німці та інші європейці. Для них характерна досить світла шкіра, русаве волосся, сірі або блакитні очі. Південна раса більш древня.

Монголоїдна раса налічує майже 40 % населення земної кулі. Народи монголоїдної раси розселились на величезних просторах Азії, островах Тихого океану і на обох материках Америки.

У монголоїдів жовтуватий або жовто-коричневий відтінок шкіри, волосся пряме і жорстке, найчастіше чорного кольору, борода і вуса майже не ростуть. Очі багатьох монголоїдів карі, розріз їх середній або вузький, як щілинка;

обличчя плоскувате, на якому середньої ширини ніс слабо виділяється, губи тонкі або трохи потовщені.

До складу монголоїдної великої раси належать три малі раси: *північно-монголоїдна* (монголи, китайці, буряти, якути, чукчі), *південно-монголоїдна* (в'єтнамці, індонезійці, мешканці Океанії), *американська* (індіанська), до якої належать індіанці Північної та Південної Америки.

Хоч ці раси мають різні зовнішні ознаки, проте народи усіх рас тісно пов'язані між собою особливостями тіла та спільністю внутрішньої будови.

Формування людських рас – процес комплексний, який відбувався під впливом не тільки природних, але й соціальних факторів. Всі расові ознаки мають для людини, як біологічного виду, другорядне значення. Основні ж ознаки, які відрізняють людину від приматів, є спільними для всіх людей незалежно від раси. Анатомо-фізіологічні та психічні особливості усіх рас однакові. Дослідження людського мозку показують, що він абсолютно однаковий у представників усіх рас. Усі людські раси біологічно рівноцінні і мають однакові можливості психічного і фізичного розвитку. Жодна раса не може розглядатися як більш прогресивна.

Тому, раси ніяк не можна поділяти на “вищі” і “нижчі”. Такий поділ призводить до панування однієї раси над іншою. Наприклад, у Південно-Африканській Республіці до недавнього часу панував расизм. В Америці повністю було знищене корінне населення – індіанці. Расова теорія була в основі правління фашистської Німеччини. Ці режими вважали деякі нації нижчими і можливість панування над ними.

Для сучасного світу характерна відсутність чітких расових меж, широке поширення перехідних і змішаних рас, неспівпадання расових меж з кордонами національними і політичними.

У грудні 1965 року Генеральна Асамблея ООН ухвалила Міжнародну конвенцію про ліквідацію всіх форм расової дискримінації. Конвенція оголошує злочином “будь-яке поширення ідей, які ґрунтуються на расовій вищості або ненависті, будь-яке підбурювання до расової дискримінації”.

Раса – поняття біологічне. *Нація* – поняття історичне. В одній нації можуть бути представники різних рас. Тому, таке велике прагнення всіх народів до визволення від колоніального гніту, до боротьби за незалежність і розпад імперій. І у 1991 р. розпалася остання імперія на Землі – Радянський Союз. І наш народ, наша нація у цьому році одержала незалежність.

13.3. Вплив людини на навколишнє середовище

Вплив людини на навколишнє середовище здійснюється як стихійно, так і свідомо. У першому випадку – це наслідки трудової діяльності по забезпеченню своїх життєвих проблем. Освоюючи незаймані землі, людина поступово руйнувала екосистеми, порушуючи рівновагу між окремими видами рослинного і тваринного світу. Особливо, це проявляється на сучасному етапі розвитку людства, який характеризується надзвичайно стрімким демографічним зростанням і швидким науково-технічним і соціально-економічним розвитком суспільства. У міру збільшення чисельність населення стрімко зростають негативні наслідки тотального наступу на природу, що вкрай загострює проблему екологічної кризи. Найбільшою мірою цей процес відобразився у змінах середовища внаслідок хімізації всіх сфер життя. За післявоєнний період створено кілька сотень тисяч нових речовин, тобто майже стільки, скільки на Землі видів рослинних організмів. Більшість штучних сполук мають властивості, невідомі у природі, через що вони є чужими, нейтральними або ворожими довкіллю. Редуценти, що повертають у природі складну матерію до простіших форм (мінералізація органічної речовини), використовуючи цей процес як джерело живлення, не “сприймають” штучні сполуки за корисні, тому останні залишаються непереробленими, забруднюючи земну поверхню.

Багато з отрутохімікатів, що використовуються у сільському господарстві для боротьби з хворобами і шкідниками рослин, виявляються надто стійкими і залишаються в ґрунті.

Поряд з виробництвом нових хімічних сполук хімізація спричинила забруднення важкими металами ртуті і свинцю. Їх кількість у промислових районах зросла порівняно з природнім фоном у кілька сотень разів і сьогодні вони є такими загрозливими чинниками ризику, як радіаційне забруднення.

Значні негативні наслідки має і енергетичне переозброєння людства. Це і знищення невідновлювальних ресурсів надр, вплив енергетики на стан біосфери через випаровування величезної кількості води, викиди CO₂ та особливо важких металів – супутників вугілля і нафти, вилучення з нормального вологообігу великої частки поверхневого стоку, що перетворюється безпосередньо на штучне випаровування і погіршує стан річок. Дедалі більше використовується енергії для забезпечення потреб самої енергетики (своєрідний замкнений цикл) безпосередньо (наприклад, на транспортування електроенергії витрачається до 20 % її виробництва, на транспорт нафти і газу на великі віддалі аж до 50 %) та опосередковано – через виробництво техніки для видобування й транспортування, використання залізничних шляхів, побудову трубопроводів тощо. Відбувається погіршення стану або повна деградація природи територій вугле- та нафтовидобування, що стимулюється зростаючими потребами у відповідних енергоносіях.

У наші дні автотранспорт у більшості розвинутих країн є вирішальним чинником забруднення територій (до 65 % загального забруднення).

Протягом минулого століття у світі втрачено 20 % різноманітності живих істот, що майже у 10 разів перевищує поріг толерантності екосистем (тобто, їхню здатність несприйняття зовнішніх впливів). Це свідчить про те, що зміни глобальної екосистеми Землі набули невиправного характеру.

Характерним негативним впливом людини на природу є стан річок та водойм. Уже у 60 – 70-х роках минулого століття такі великі річки, як Рейн, Одер втратили біоту повністю і стали велетенськими стічними канавами. На межі таких змін і Дунай, Сена, По, Дніпро та інші.

До наших днів майже не залишилося первинних ландшафтів, непорушених антропогенною діяльністю. Це стосується також багатьох регіонів лісостепової і степової зон України.

Вважається, що втрата здатності довкілля до самовідтворення є найфундаментальнішою з людських втрат за всю історію людства.

Для поліпшення стану збереження первинних ландшафтів Землі, що не втратили здатності до самовідтворення, є збереження старих та створення нових заповідників та інших охоронних територій. Це питання є актуальним і для України.

13.4. Оптимізація природокористування і охорона природи

Оптимізація природокористування – складний процес, який потребує певних передумов: соціально-політичних, технологічних, науково-інформаційних, екологічних, законодавчих, психологічних.

Екополіс – це селитебний ландшафт, поєднаний з довколишнім природним (природно-господарським) ландшафтом, у межах якого зберігається екологічна рівновага, завдяки чому здійснюються гармонійні взаємини людини й природи.

Соціоекополіс – це майже такий самий ландшафт, що крім того, виконує певні культурні (культурно-історичні чи інші) функції.

Важливою умовою оптимізації природокористування є міжнародне співробітництво держав, яке усуває часті політичні та соціально-політичні передумови деградації природокористування.

Оптимізація природокористування неможлива без високого рівня сучасних технологій, що забезпечують упровадження принципово нових способів використання ресурсів. Якщо це енерговиробничий цикл, то він повинен складатися з такого взаємопов'язаного ланцюга переробних ланок виробництва, який потребує якнайменше природних ресурсів та кількості відходів на одиницю продукції.

Необхідно переходити до маловідходних і безвідходних технологій, що зводить до мінімуму забруднення природного середовища. При цьому важлива роль належить науково-інформаційному забезпеченню новітніх досягнень у галузі використання природних ресурсів.

Традиційним, суто географічним засобом забезпечення природокористування є територіальна організація народного господарства – доцільне групування виробництв на певних територіях з врахуванням природних, трудових, транспортних, інформаційних ресурсів.

Передумовою формування обґрунтованої системи оптимального природокористування є науково-інформаційне забезпечення відповідних рішень – здобуття інформації щодо впливу на природні системи різних видів природокористування, здатності природних систем до самоочищення, а природно-господарських до саморегулювання. Однією з систем науково-інформаційного забезпечення прийняття рішень є *моніторинг навколишнього середовища*. *Моніторинг* – це така система спостережень та обробки інформації, що забезпечує виявлення змін антропогенної природи, які відбуваються у довкіллі. В Україні моніторинг розробляється як спостережувальна система для забезпечення стандартизованою системою спостережень (подібно до метеорологічних спостережень, що є найпершою системою глобального моніторингу) та методів обробки.

Природокористування є *раціональним і нераціональним*.

Раціональне природокористування передбачає найдоцільніше використання невідновлюваних ресурсів, ресурсовідтворення відновлюваних ресурсів (родючості землі, самоочищення вод, відтворення біоценозів) та максимальне зниження побічних впливів, шкідливих для інших ресурсів або для екологічних умов життя людей.

Якщо хоч одна з цих вимог не виконується, виникає *нераціональне природокористування*.

Наближення природокористування до вимог називають його раціоналізацією, однією з умов якої є *оптимізація*.

Оптимізація – це вибір найдоцільнішого за цих умов варіанту використання природного середовища чи ресурсу або вибору природоохоронних рішень. На жаль, сьогодні завданнями оптимізації є лише критерії вартості і залишаються поза увагою критерії впливу на здоров'я, збіднення генофонду чи пригнічення біокомплексу, втрата зовнішньої принадності ландшафту та ін.

Раціональне природокористування ґрунтується на виборі оптимальних варіантів досягнення екологічних, економічних і соціальних цілей за рахунок використання природного середовища та ресурсів на основі компромісу інтересів.

Охорона природи, згідно з міжнародним статусом XVII сесії Генеральної Асамблеї ООН – це збереження, відновлення, збагачення та раціональне використання природних ресурсів і збільшення їхньої продуктивності. Для комплексного розв'язання проблеми охорони довкілля разом з раціоналізацією використання природних ресурсів в Україні є складання і реалізація *територіальних комплексних схем охорони природи*. Воно полягає у глибокій перебудові народного господарства та інфраструктури, що забезпечує нормальну життєдіяльність населення. Сюди належать система населених пунктів, шляхів сполучення, закладів освіти, виховання, рекреації тощо.

Основна мета наукового обґрунтування природоохоронної діяльності полягає у тому, щоб відійти від некваліфікованого підходу до розв'язання проблем і забезпечити застосування комплексної науково-обґрунтованої й методично-здійснюваної природоохорони.

Основні принципи охорони природи – це наукова обґрунтованість, профілактичність, комплексність, повсюдність, територіальна диференційованість.

Наукова обґрунтованість має забезпечувати:

– визначення відповідними методами природно-ресурсного потенціалу території;

- виявлення механізмів саморегулювання, через які здійснюється реакція природних систем на антропогенні впливи;
- нормування впливів (викидів, скидів) для забезпечення саморегулювання (самоочищення);
- стеження за поступовими змінами (моніторингу) у природних системах та передбачення критичних ситуацій.

Профілактичність – це проблема попередження критичних ситуацій, що докорінно змінюють властивості природних систем, у тому числі щодо здатності самоочищення. Так, навіть нетривале перевищення граничних норм забруднень водойми може розладнати її очисну спроможність, недотримання протиерозійних заходів може призвести до виведення з-під обробітку орних земель і т.д.

Комплексність – охорона одного з компонентів природи повинна бути пов'язана з поліпшенням стану інших компонентів. Особливо, це відчутно у меліоративній діяльності, де зрошення, без певної системності, тобто у формі управління через механізм саморегулювання цієї природної системи іноді призводить до засолення, заболочення і втрати родючості земель.

Повсюдність полягає у необхідності застосування природоохоронних заходів на всій території та акваторії через те, що не лишилося екологічно недоторканих зон земної поверхні. Повсюдність пов'язана з територіальною диференційованістю.

У багатьох випадках необхідною складовою раціонального природокористування є *прогнозування* – процес складання прогнозу про майбутній стан об'єкта, що його можна скласти на основі вивчення минулих та поточних станів системи.

Питання для самоконтролю

1. У чому полягає взаємодія природи і суспільства?

2. Наведіть приклади позитивного і негативного впливу людини на природу.
3. Що потрібно робити для примноження природних ресурсів?
4. Наведіть приклади зміни природи місцевого і світового значення.
5. Природні ресурси і їх класифікація.
6. Назвіть основні заходи оптимізації природокористування і охорони природи.
7. Що таке моніторинг?
8. Що Ви розумієте під терміном соціоекополіс?
9. У чому полягають основні принципи охорони природи?
10. Що Ви розумієте під терміном профілактичність?

Предметний покажчик

- | | |
|--------------------------|-------------------------------------|
| Абсолютна вологість, 194 | Зсуви, 133 |
| Акумуляція, 133 | Ізогони, 104 |
| Анероїд, 201 | Іній, 195 |
| Антициклон, 206 | Карстові процеси, 133 |
| Антициклон, 212 | Карта, 21 |
| Астероїди, 62 | Квазари, 31 |
| Атмосфера, 6, 185 | Клімат, 214 |
| Афелій, 74 | Колір мінералу, 135 |
| Біосфера, 6, 227 | Комети, 62 |
| Біоценоз, 232 | Конденсація, 194 |
| Блиск мінералу, 135 | Консументи, 232 |
| Болото, 180 | Континентальний дрейф, 122 |
| Бора, 205 | Лімнологія, 177 |
| Венера, 53 | Літосфера, 6 |
| Випаровування, 194 | Ложе океану, 117 |
| Відносна вологість, 194 | Магматичні породи, 142 |
| Всесвіт, 29 | Марс, 54 |
| Галактика, 33 | Материковий схил, 117 |
| Географічні описи, 23 | Мезосфера, 187 |
| Геоморфологія, 111 | Меридіани, 84 |
| Гирло, 168 | Меркурій, 52 |
| Гідросфера, 6, 151 | Метеорити, 62 |
| Гірські породи, 141 | Методи загального землезнавства, 24 |
| Гори, 115 | Методологія, 19 |
| Гравітаційне поле, 100 | Мінерали, 134 |
| Градусна сітка, 81 | Мінеральні джерела, 164 |
| Ґрунт, 238 | Місяць, 49 |
| Ґрунтові води, 163 | Моніторинг, 256 |
| Екватор, 84 | Морські течії, 159 |
| Екзосфера, 188 | Нептун, 58 |
| Екополіс, 255 | Озера, 177 |
| Ендогенні процеси, 117 | Оптимізація, 257 |
| Ерозія, 131 | Паморозь, 195 |
| Заплава, 167 | Паралелі, 84 |
| Затоки, 156 | Пасати, 205 |
| Земля, 66 | Підземні води, 162 |
| Земна вісь, 83 | Повітряні маси, 209 |
| Земна кора, 97 | Погода, 213 |
| Земне ядро, 99 | Полярні пояси, 77 |
| Зірки, 33 | Помірні пояси, 76 |
| Зооценоз, 232 | Продуценти, 231 |
| Зоряна доба, 81 | Протоки, 156 |
| Зоряний рік, 77 | Профілактичність, 258 |

Радіогалактика, 31
Раси, 250
Редуценти, 232
Рельєф, 111
Рівнини, 115
Річкові долини, 164
Роса, 195
Русло, 166
Самородні елементи, 137
Сатурн, 57
Світовий океан, 155
Селі, 133
Сонце, 44
Сонячна активність, 48
Сонячна доба, 81
Сонячна корона,
Сонячна система, 38
Соціоекополіс, 255
Спайність мінералу, 136

Стратосфера, 187
Сублімація, 194
Суховій, 205
Твердість мінералу, 135
Тераси, 168
Термосфера, 187
Тропічний рік, 77
Тропічні пояси, 76
Тропосфера, 186
Тумани, 195
Уран, 57
Фен, 205
Фітоценоз, 232
Фобос, 54
Фотосфера, 47
Хмари, 196
Хромосфера, 47
Циклон, 211
Юпітер, 56

Іменний покажчик

Анаксимандр, 8
Аристотель, 8
Атласов В.А., 12
Вернадський В.І., 15
Геродот, 9
Дежньов С., 12
Дж. Бруно, 12
Ератосфен, 8
Коперник М., 12
Ломоносов М.В., 13
Мартін Бехайя, 11

Москвітін І., 12
Пиклухо-Маклай М.М., 14
Піфагор, 8
Попов Ф., 12
Руднийський С.Л., 16
Соболев Д.М., 17
Тутковський П.А., 16
Фалес Мінетський, 8
Фесенков В.Г., 40
Хабаров Є., 12
Шмідт О.Ю., 40

ЛІТЕРАТУРА

1. Адаменко О.М. Мій дім – Україна. Роман життя, науки і кохання. Том другий. – Івано-Франківськ: Симфонія форте, 2006. – 336 с.
2. Антонов В.С. Короткий курс загальної метрології: Навчальний посібник для студентів природничих спеціальних вузів / В.С. Антонов. – Чернівці: Рута, 2004. – 336 с.
3. Багров М.В. та ін. Землезнаство: Підручник / М.В. Багров, В.О. Боков, І.Г. Черваньов; За ред. П.Г. Шищенка. – К.: Либідь, 2000. – 464 с.
4. Баландин Р.К. Энциклопедия драгоценных камней и минералов / Р.К. Баладин. – М.: Виче, 2000, – 400 с.
5. Бальзатор Гакет – Дослідник Південно-Східної і Центральної Європи: Дослідження і матеріали / Упорядник і науковиц редактор М. Вальо, М. Кріль. – Львів, б/в, 2000. – 318 с.
6. Безруков Ю.Ф. Географическая номенклатура курса «Физическая география материков и океанов»: Учеб.пособ / Ю.Ф. Безруков. – Симферополь: ТНУ, 2000. – 34 с.
7. Бобков А.А. Общее землеведение / А.А. Бобков, Ю.П. Селиверстов. – М.: Академический проект, 2006. – 537 с.
8. Вернадский В.И. Биосфера / В.И. Вернадський. – М.: Мысль, 1967.
9. Великі мандрівники (автор упорядник В. Маркова). – Х.: Промінь, 2004. – 64 с.
10. Волошин І.І. Загальне землезнаство: навчальний посібник для вузів / І.І. Волошин. – Ніжин: Видавництво Ніжинського педагогічного університету імені М. Гоголя, 2002. – 294 с.
11. Волошин І.І. Загальне землезнаство: Практикум / І.І. Волошин, А.Є. Уварова. – К.: Видавництво НПУ імені М.П. Драгоманова, 2000. – 238 с.
12. Востокова А.В. и др. Оформление карт. Компьютерный дизайн: Учебник / А.В. Востокова, С.М. Кошель; Под ред. А.В. Востокова. – М.: Аспект Пресс, 2002. – 288 с.

13. Вступ до екології і соціальної географії. – К.: Веселка, 1996. – С. 88 – 131.
14. Галицький В.І., Галицька Н.Ф. Серед пустель і гір / В.І. Галицький, Н.Ф. Галицька. – К.: Знання, 1991 (Сер. 5 Вдумливим, допитливим, кмітливим). – 214 с.
15. Географическая номенклатура / Антонова Р.Ф., Потахин С.Б. – Петрозаводск: Изд-во КГПУ, 2007. – 32 с.
16. Границы океанов и морей / Сост. Н.Н. Никитин. – М.: из-во ГУН и О, 2000. – 208 с.
17. Гродзинський М.Д. Основи ландшафтної екології / М.Д. Гродзинський. – К.: 1993. – 224 с.
18. Заставний Ф.Д. Фізична географія України / Ф.Д. Заставний. – К.: Форум, 2001. – 239 с.
19. Кобернік А.Г., Скуратович О.Я. Географія материків і океанів / А.Г. Кобернік, О.Я. Скуратович. – К.: Прок-Бізнес, 2004. – 319 с.
20. Колтун О. Проблема антропогенного впливу на рельєф у працях українських вчених 20-40-х років ХХ століття // Історія української географії. – 2002. Вип. 1 (5). – С. 53 – 56.
21. Колтун О. Проблеми класифікації антропогенних рельєфотвірних відкладів і процесів // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Зб. наук. праць. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2006. – С. 89 – 93.
22. Колтун О.В. Вивчення антропогенного впливу на рельєф в Україні у другій половині ХХ століття // Антропогенна географія і ландшафтознавство в ХХ і ХХІ століттях: Збірник наукових праць. – Вінниця-Воронеж: Гіпаніс, 2003. – С. 192 – 199.
23. Коротун І.М. Основи загального землезнавства: Навчальний посібник / І.М. Коротун. – Рівне: РДТУ, 1999 – 310 с.
24. Кравчук Я.С. Геоморфологічне картографування у науково-дослідній роботі. – Львів: Атлас, 1991. – 137 с.

25. Кравчук Я.С. Інженерно-геоморфологічне картографування: Навч. Посібник / Я.С. Кравчук. – Львів: Світ, 1991. – 144 с.
26. Куприн А.Н. Лик Земли / А.Н. Куприн. – М.: Недра, 1991. – 175 с.
27. Лещук Р.Й. Юрські відклади півдня України / Р.Й. Лещук. – Львів, 1999. – 334 с.
28. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докамбрия украинського щита (монографія) / Под. ред. Г. Яценко. – К.: 1998. – 256 с.
29. Мильков Ф.Н. Общее землеведение / Ф.Н. Мильков. – М.: Высш. шк., 1990. – 236 с.
30. Мильков Ф.Н. Общее землеведение: Учебн. Для георг. спец. у-тов / К.И. Геренчук, В.А. Боков, И.Г. Черваньов. – Высш. шк., 1990. – 335 с.
31. Мольчан Я.О., Загальне землезнавство: навчальний посібник / Я.О. Мольчан, Л.В. Ільїн. – Луцьк: Видавництво ВДУ „Вежа”, 1997. – 232 с.
32. Наумко В. Етнодемографічний розвиток людства і України / В. Наумко. – 2003. – С. 42 – 54.
33. Океаны: Энциклопедический путеводитель / С. Хатчисон, Л.Е. Хоукинс. – М.: Махаон, 2007. – 304 с.
34. Олійник Я.З. Загальне землезнавство. Підручник / Я.Г. Олійник, Р.Л. Федорищак, П.Т. Шищенко. – К.: Знання-Прес, 2008. – 342 с.
35. Позняк С. Ґрунт – феномен природи: Підручник / С. Позняк. – К.: Прок-Бізнес, 2004. – С. 46 – 49.
36. Притула Т.Ю. Физическая география материков и океанов / Притула Т.Ю., Еремина В.А., Спрялин А.Н. – М.: Гуманит. изд. центр ВЛАДОС, 2003. – 688 с.
37. Річки і американський досвід / За ред. Є. Дурчак. – Люблін: Видавництво UMCS, 2000. – 168 с.
38. Рудько Г.І., Гомеляк І.П. Основи загальної інженерної та екологічної геології / Г.І. Рудько, І.П. Гомеляк. – Чернівці: Букрек, 2003. – 423с.
39. Рудько Г.І. Землелогія. Еколого-ресурсна безпека Землі./Г.І. Рудько, О.М. Адаменко. За ред.. Г.І. Рудька. – К.: Вид-во „Академпрес”, 2009. – 512 с.

40. Рудько Г.І. Конструктивна геоекологія: наукові основи та практичне втілення.- Г.І. Рудько, О.М. Адаменко. За ред.. Г.І. Рудька – Ч.: ТОВ „Маклаут”, 2008. 320 с.
41. Рутинський М.И. Географія туризму України / М.И. Рутинський. – К.: Центр навчальної літератури, 2004. –160с
42. Савцова Т. М. Общее землеведение / Т.М. Савцова . – М.: Академия, 2007. – 416 с
43. Савчук Р. І. Загальне землезнавство / Р.І Савчук . – Рівне: Ліста, 1998.
44. Свинко Й.М., Сивий М.О. Геологія: Підр.для студ. Географ спец.вузів / Й.М. Свинко. М.О. Сивий. – К.: Либідь, 2003. – 480с.
45. Федорищак Р.П. Загальне землезнавство / Р.П. Федорищак. – М.: Вища шк., 1995. – 224 с.
46. Федорищак Р.П. Загальне Землезнавство: Навч. Посібник / Р.П. Федорищак. – К.: Вища шк., 1995. – 223с.
47. <http://ru.wikipedia.org/wiki/>
48. <http://journal.te.ua/blog>

ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
РОЗДІЛ 1. ЗЕМЛЕЗНАВСТВО ЯК ГЕОГРАФІЧНА НАУКА, ЙОГО ЗАВДАННЯ НА СУЧАСНОМУ ЕТАПІ РОЗВИТКУ СУСПІЛЬСТВА.....	5
1.1. Мета, завдання та об'єкт загального землезнавства.....	5
1.2. Коротка історія розвитку ідей загального землезнавства.....	7
1.2.1. Античне землезнавство.....	8
1.2.2. Землезнавство Середньовіччя (III-XVст.н.е.).....	10
1.2.3. Землезнавство за часів Великих географічних відкриттів (поч. XV-сер. XVIII ст.).....	11
1.2.4. Новітній етап становлення землезнавства (XVIII ст. – 50-і рр XX ст.)...	13
1.2.5. Сучасний етап становлення землезнавства.....	16
1.3. Роль вітчизняних вчених у становленні землезнавства як науки.....	16
1.4. Сучасні напрямки наукових землезнавчих досліджень в Україні.....	17
1.4.1. Океанологія і гідрофізика Світового океану.....	17
1.4.2. Геохімічні дослідження.....	17
РОЗДІЛ 2. МЕТОДОЛОГІЯ СУЧАСНОГО ЗЕМЛЕЗНАВСТВА.....	20
2.1. Джерела інформації у землезнавстві.....	20
2.2. Методологічні засади землезнавства.....	21
2.3. Засоби подання інформації у землезнавстві.....	23
2.4. Методи землезнавства.....	24
РОЗДІЛ 3. ЗЕМЛЯ І ВСЕСВІТ.....	29
3.1. Будова та основні характеристики Всесвіту.....	29
3.2. Поняття про Галактики. Наша Галактика.....	33
3.3. Розвиток вчення про походження Галактики і Сонячної системи.....	38
3.4. Сонячна система та її будова.....	41
РОЗДІЛ 4. НЕБЕСНІ ТІЛА СОНЯЧНОЇ СИСТЕМИ ТА ЇХ ХАРАКТЕРИСТИКА.....	44
4.1. Загальна характеристика Сонця.....	44
4.2. Місяць як природний супутник Землі.....	49
4.3. Планети типу Земля.....	51
4.4. Планети – гіганти.....	55
4.5. Астероїди, метеорити, комети.....	60
4.6. Поняття про географічний простір.....	63
РОЗДІЛ 5. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМЛІ ЯК ПЛАНЕТИ.....	65
5.1. Форма і розміри Землі.....	65
5.2. Рух Землі.....	70
5.3. Докази добового обертання Землі.....	71
5.4. Рух Землі навколо Сонця.....	74
5.5. Рух Землі і календар.....	77
5.6. Відлік часу і часові пояси.....	78
РОЗДІЛ 6. ПЛАН І КАРТА.....	81
6.1. Поняття про план і карту.....	81

6.2. Градусна сітка.....	83
6.3. Суть картографічних проєкцій.....	86
6.4. Умовні позначення на плані і фізико-географічній карті.....	88
РОЗДІЛ 7. ЛІТОСФЕРА. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ І ВНУТРІШНЯ БУДОВА ЗЕМЛІ.....	91
7.1. Фізичні властивості Землі.....	91
7.2. Внутрішня будова Землі та методи її вивчення.....	95
7.3. Гравітаційне поле Землі.....	100
7.4. Магнітні властивості Землі.....	102
7.5. Історія Землі.....	105
РОЗДІЛ 8 РЕЛЬЄФ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ.....	111
8.1. Поняття про рельєф і його форми.....	111
8.2. Внутрішні (ендогенні) процеси рельєфотворення.....	117
8.3. Утворення материків і океанів.....	122
8.4. Основні епохи гороутворення в історії Землі.....	124
8.5. Зовнішні (екзогенні) процеси рельєфотворення.....	130
РОЗДІЛ 9. СКЛАД ЗЕМНОЇ КОРИ.....	134
9.1. Поняття про мінерали і їх фізичні властивості.....	134
9.2. Класифікація мінералів.....	137
9.3. Гірські породи, їх походження і класифікація.....	142
9.4. Сучасні особливості розподілу суші і моря.....	148
РОЗДІЛ 10. ГІДРОСФЕРА.....	151
10.1. Загальна характеристика гідросфери.....	151
10.2. Світовий океан і його розподіл.....	154
10.3. Склад і властивості океанічної води.....	156
10.4. Течії у Світовому океані та їх географічне значення.....	158
10.5. Життя у Світовому океані. Біологічні і геологічні ресурси.....	160
10.6. Біологічні і геологічні ресурси океану.....	162
10.7. Підземні води та їх класифікація.....	162
10.8. Поверхневі води. Ріки, їх будова і характеристики.....	165
10.9. Озера та їх класифікація. Температурний режим та солоність озер.....	177
10.10. Болота, їх значення у природі та житті людини.....	179
10.11. Охорона вод суші та океану.....	180
РОЗДІЛ 11. АТМОСФЕРА, ЇЇ БУДОВА, ТЕМПЕРАТУРНИЙ ТА ВОДНИЙ РЕЖИМИ.....	185
11.1. Поняття про атмосферу та її роль у житті планети.....	185
11.2. Будова атмосфери.....	186
11.3. Нагрівання атмосфери.....	188
11.4. Вода в атмосфері.....	194
11.5. Тиск атмосфери і вітри.....	200
11.6. Повітряні маси і фронти.....	209
11.7. Погода і клімат.....	213
11.8. Охорона атмосфери.....	219
РОЗДІЛ 12. БІОСФЕРА.....	227
12.1. Поняття про біосферу.....	227

12.2. Загальні закономірності розподілу живих організмів.....	229
12.3. Роль живих організмів у біосфері.....	231
12.4. Роль живих організмів у розвитку атмосфери, гідросфери і літосфери.....	234
12.6. Ґрунти. Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом.....	238
12.7. Диференціація географічної оболонки.....	242
РОЗДІЛ 13. ЛЮДИНА І ПРИРОДА. ВЗАЄМОЗВ'ЯЗОК ЛЮДИНИ І ПРИРОДИ.....	248
13.1. Чисельність населення планети і демографічна проблема.....	248
13.2. Людські раси та їх рівноцінність.....	250
13.3. Вплив людини на навколишнє середовище.....	253
13.4. Оптимізація природокористування і охорона природи.....	255
ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК.....	260
ІМЕННИЙ ПОКАЖЧИК.....	262
ЛІТЕРАТУРА.....	263